

**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



TESIS

**“CARACTERIZACIÓN DEL YACIMIENTO DE HIERRO SOL Y LUNA, DISTRITO
MINERO DE CONCEPCIÓN DEL ORO, ZACATECAS”**

PRESENTA

JOSÉ CARLOS CASTILLEJO CARREÓN

**COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRÍA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

NOVIEMBRE, 2017

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



TESIS

**“CARACTERIZACIÓN DEL YACIMIENTO DE HIERRO SOL Y LUNA, DISTRITO
MINERO DE CONCEPCIÓN DEL ORO, ZACATECAS”**

PRESENTA

JOSÉ CARLOS CASTILLEJO CARREÓN

**COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRÍA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

LINARES, NUEVO LEÓN, MÉXICO

NOVIEMBRE, 2017



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



La Tesis

**“Caracterización del Yacimiento de Hierro Sol y Luna, Distrito Minero de
Concepción del Oro, Zacatecas”**

Elaborada por

JOSÉ CARLOS CASTILLEJO CARREÓN

Vo. Bo. del Comité de Titulación

Dr. JUAN ALONSO RAMÍREZ FERNÁNDEZ
Director

Linares, Nuevo León, México

Noviembre, 2017



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



La Tesis

“Caracterización del Yacimiento de Hierro Sol y Luna, Distrito Minero de Concepción del Oro, Zacatecas”

Elaborada por
JOSÉ CARLOS CASTILLEJO CARREÓN

Vo. Bo. del Comité de Titulación

Dr. JUAN ALONSO RAMÍREZ FERNÁNDEZ
Director

M.C. AUGUSTO A. RODRÍGUEZ DÍAZ
Co-Director

Dr. FERNANDO VELASCO TAPÍA
Co-Director

Dra. ESTHER MARÍA CRUZ GÁMEZ
Asesora externa

LINARES, NUEVO LEÓN, MÉXICO

NOVIEMBRE 2017

A través de este medio declaro bajo protesta, haber realizado esta tesis de manera personal y utilizando únicamente los medios, equipos, procedimientos y asesorías descritas en la misma.

José Carlos Castillejo Carreón

2017

Dedicatoria

*A **Dios**, por obsequiarme el regalo de la vida y otorgarme la bendición de compartirla con las personas que me rodean.*

*A mi madre **Irma**, por enseñarme a través de su ejemplo que las almas puras existen, por sembrar en mí y en mis hermanas el valor de la generosidad y por enseñarme a valorar y disfrutar de los pequeños detalles de la vida.*

*A mi padre **José Antonio**, por todos los sacrificios realizados para asegurar el bienestar de su familia, por inculcarme el valor de la responsabilidad y que los sueños, en base a trabajo duro y perseverancia pueden ser cristalizados.*

*A mi hermana **Andrea**, por enseñarme que en la vida hay que correr riesgos y a tomar los obstáculos y dificultades como nuevos retos, con un toque aventurero.*

*A mi hermana **Alondra**, por ser la alegría del hogar. Por enseñarme que la vida se disfruta a todo momento y que el mejor consejero para tomar decisiones es el corazón. Por ser junto con Andrea mis mejores amigas, cómplices de aventuras y confidentes.*

*A mi abuela **Guadalupe Soria**, por ser el ejemplo perfecto, de que la sencillez es lo que hace grande a una persona, por ser una mujer de enorme corazón y heredarlo a mi madre.*

A ustedes familia, por todo.....por tanto.

A mis amigos, profesores y a quienes creyeron en mí para la realización de esta tesis

Agradecimientos

Especialmente a mi familia (**Irma, José Antonio, Andrea y Alondra**) por ser mi motor de energía y fuente de inspiración. Porque solo ustedes son conscientes de los sacrificios, lo difícil, pero sobre todo satisfactorio que ha conllevado toda esta etapa de Maestría. Nada de esto sería posible sin su amor incondicional e infinito apoyo.

A mi director de tesis el **Dr. Juan Alonso Ramírez Fernández**, no solo por compartir su conocimiento científico a lo largo de mi vida estudiantil, sino también por ser un gran amigo y apoyo durante la misma y ser una pieza clave de motivación para la realización de la maestría. Por siempre mostrar interés y tiempo en mi desarrollo académico y personal.

A mi asesor el **M.C. Augusto Antonio Rodríguez Díaz**, a quien nunca terminaré de agradecer, primeramente, por tener el valor de arriesgarse a creer en mí, por ser la figura de ejemplo que me hizo apasionarme de esta bella rama de los yacimientos minerales, por su apoyo infinito, comprensión y flexibilidad para conmigo y todo lo relacionado con la presente tesis. Por compartir sus conocimientos científicos y personales, pero, sobre todo, por su amistad.

A mi asesor el **Dr. Fernando Velasco Tapia**, por su incansable labor como catedrático extraordinario, por compartir sin escatimar en lo más mínimo sus conocimientos científicos, por su incansable motivación a la superación personal durante mis estudios de Licenciatura y de Maestría. Por sus consejos y recomendaciones para con este trabajo e infinitos agradecimientos por su invaluable amistad. A la **Dra. Esther Cruz** por todo su apoyo y disponibilidad durante la realización de este trabajo.

A la **Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL**, mi *Alma Mater*, por ser mi hogar durante los últimos 7 años, a **Víctor, Olegario y Julio** del taller de preparación, por su apoyo en el acabado de láminas delgadas. A los **Institutos de Geofísica y Geología de la UNAM**, por el facilitamiento de equipo de laboratorio (Petrografía, SEM, DRX y EMPA). Al **Centro de Geociencias, Juriquilla (UNAM)**, por la preparación de muestras y equipo necesario para la implementación de la técnica de Microtermometría de Inclusiones Fluidas.

Como parte del cuerpo de trabajo de la UNAM; al **Ing. Carlos Linares** del Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) por apoyo en mediciones de microsonda electrónica. A la **M.C. Marcela Errasti** por su apoyo en el Laboratorio de Petrografía y Microtermometría del Instituto de Geofísica por el acceso a los equipos de SWIR y SEM ambiental. A la **M.C. Edith Fuentes** del Instituto de Geología por su asistencia para la medición de inclusiones Fluida y al **Técnico Juan Tomás Vázquez** por la preparación de láminas delgadas.

Al **Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT)** por brindarme apoyo económico durante mi estadía en la Maestría. Al **Programa de Fortalecimiento de Calidad Educativa (PFCE)** por apoyo económico para el transporte durante la realización de una estancia en la UNAM.

A mis grandes amigos de “Gente Vicia”; **Valeria, Jennyfer, Dora, Daniela, Aurora, Magali, Cristian y Oscar**, a quienes Dios tuvo la dicha de obsequiarme durante la prepa y más aún, conservarlos con el pasar de los años, gracias por su apoyo, cariño y comprensión.

A cada uno de los miembros de mi “Manada de Lobos”; **Abelardo (Pai), Mario (Mayin), Dante (vandam), Ricardo (bachata), Karlo (kako), Murillo, Raúl (primo), Juan de Dios (Juande), Jovany (Paj), Pedro, Moisés y Miguel (Mayck)**. Por tantas horas de diversión junto a ustedes, por acompañarme durante el andar de mis estudios de Licenciatura/Maestría y siempre respaldarme y apoyarme. A si como a la **Ing. Ana María Garza Castillo**, quien verdaderamente ha sido una madre para todos nosotros.

A mis amigos de “Los Chiquitines”; **Marissa, Brenda, Dante y Margil**, por ser simplemente quienes son, por su sincera e incondicional amistad, por su apoyo para la realización y culminación de este trabajo.

A mis amigas **Maury (niña) y Magadaleny (Magda)**, por brindarme su amistad, aventuras, apoyo antes y durante mi etapa de Maestría, así como a **Erika y Gaby** por su sincera amistad. A Magda, Brenda y Moisés, gracias por ayudarme con aspectos de formato del presente trabajo.

Agradecimientos especiales para mi gran amigo **Margil Coronado**, a quien estaré eternamente agradecido por toda la ayuda brindada para la realización de este trabajo, por su hospitalidad durante mi estancia en la Cd. de México, pero aún más importante, gracias por la amistad, con calidad de hermandad que ha tenido para conmigo. Sencillamente gracias.

A la **Dra. Elena Centeno**, por tener un corazón tan noble y recibirme amablemente en su hogar durante mi primera estadía en la Cd. de México. Así como por las ideas geológicas compartidos acerca de su conocimiento del área de estudio de esta tesis.

Siempre me encontrare infinitamente agradecido con mi amigo chilango **Miguel** y su señora madre **Fanny Cázares**, por abrirme las puertas de su hogar y siempre estar dispuestos a apoyarme durante mis estancias en la Cd. de México, son unas valiosas personas y siempre recordare todo el apoyo brindado.

A mis compañeros de generación de Maestría; **Magdaleny, Jovany, Salvador, Jesús, Meme, Miriam, Simon, Angelo, Cristian, el Sr. Raúl, Xavi, Ana Julia y Merlo**. Gracias por sus consejos, pláticas y tiempo de diversión durante esta etapa.

A mí **Tía Yolanda** por siempre estar pendiente de mi preparación académica así como de mi familia, en este mismo sentido a **Leonel de Anda Ríos** por llegar a ser un verdadero apoyo.

A todo el personal académico, administrativo y de intendencia de la Facultad de Ciencias de la Tierra, en especial a mis amigos **Lolin y Mario**, así como al **M.C. Pedro Rodríguez** por su apoyo incondicional y a la **Sra. Karla Casas** por siempre estar dispuesta a ayudar con cuestiones de trámites durante y al finalizar la Maestría. Al grupo de las Amandas; **Andrea, Amanda, Juanita, Yatziry y Athziry** por su grata e incondicional amistad. Al **Sr. Regino** y la **Sra. Martha** por brindarme su amistad desde Licenciatura.

A la **Mtra. Manuelita González**, por su muy apreciada amistad, así como su apoyo durante el estudio del idioma inglés y por siempre inculcarme la superación para mi mejoramiento en este idioma.

Al **Padre Alexander Contreras Pagua**, por volverse un verdadero amigo durante esta etapa de Maestría y contagiar siempre su buena actitud.

A todos ustedes y a aquellos a quienes involuntariamente omito, pero formaron parte de esto:

MUCHAS GRACIAS.

| | |
|---|------|
| RESUMEN | viii |
| ABSTRACT | x |
| CAPITULO I GENERALIDADES | 1 |
| 1.1 Yacimientos de hierro..... | 3 |
| 1.1.1 Skarn..... | 4 |
| 1.1.2 Óxidos de hierro – cobre – oro (IOCG)..... | 6 |
| 1.1.3 Yacimientos tipo Kiruna..... | 8 |
| 1.1.4 Yacimientos tipo Pórfido..... | 8 |
| 1.1.5 Formación de hierro bandeado (BIF) | 8 |
| 1.1.6 Depósitos de Fe-Ti, V..... | 9 |
| 1.1.7 Yacimientos tipo Opemiska..... | 9 |
| 1.2 Genesis de depósitos tipo Skarn..... | 9 |
| 1.3 Geoquímica de menas de hierro..... | 14 |
| 1.4 Cinturones de hierro en México..... | 16 |
| 1.5 Skarns mexicanos..... | 17 |
| 1.6 Localización del área de estudio..... | 19 |
| 1.7 Trabajos Previos..... | 20 |
| 1.8 Historia del Distrito de Concepción del Oro..... | 22 |
| 1.9 Hipótesis..... | 23 |
| 1.10 Objetivos y Metas..... | 23 |
| CAPITULO II METODOLOGÍA | 25 |
| 2.1 Análisis Petrográfico..... | 26 |
| 2.2 Microscopio Electrónico..... | 27 |
| 2.3 Microsonda Electrónica..... | 28 |
| 2.4 Difracción de Rayos X..... | 29 |
| 2.5 Espectroscopia de Infrarrojo de Onda Cercana (SWIR) | 30 |
| 2.6 Microtermoemtría de Inclusiones Fluidas..... | 32 |
| 2.7 ICP-MS e ICP-OES..... | 34 |
| CAPITULO III GEOLOGÍA REGIONAL | 35 |
| 3.1 Basamento..... | 35 |
| 3.2 Cobertura sedimentaria Mesozoica..... | 37 |
| 3.2.1 Paleozoico Tardío..... | 37 |
| 3.2.2 Triásico – Jurásico Temprano..... | 38 |
| 3.2.3 Jurásico Tardío..... | 39 |
| 3.2.4 Cretácico Temprano..... | 40 |
| 3.2.5 Cretácico Tardío..... | 42 |
| 3.3 Sierra Madre Oriental..... | 43 |
| 3.4 Mesa Central..... | 46 |
| 3.5 Complejos del CICO..... | 48 |
| Sector Oriental..... | 48 |
| 3.5.1 Matehuapil – El Rabioso..... | 50 |
| 3.5.2 El Saltillito..... | 50 |
| 3.5.3 Rocamontes..... | 51 |
| 3.5.4 El Peñuelo..... | 51 |
| Sector Occidental..... | 51 |
| 3.5.5 Concepción del Oro – Providencia..... | 52 |

| | |
|---|------------|
| 3.5.6 El Colorado – La Pachona..... | 53 |
| 3.5.7 Melchor Ocampo..... | 53 |
| 3.5.8 Noche Buena..... | 53 |
| 3.5.9 Santa Rosa..... | 53 |
| 3.6 Modelo Tectónico CICO..... | 54 |
| 3.7 Sierra de La Caja..... | 55 |
| CAPITULO IV GEOLOGÍA LOCAL..... | 57 |
| 4.1 Estratigrafía Local..... | 57 |
| 4.1.1 Formación Zuloaga..... | 57 |
| 4.1.2 Formación La Caja..... | 58 |
| 4.1.3 Formación Taraises..... | 59 |
| 4.1.4 Formación Tamaulipas Inferior..... | 60 |
| 4.1.5 Formación La Peña..... | 62 |
| 4.2 Rocas Magmáticas..... | 63 |
| 4.2.1 Intrusivo Concepción del Oro..... | 63 |
| 4.2.2 Sill Inferior..... | 64 |
| 4.2.2 Sill Superior..... | 65 |
| 4.3 Rocas Metamórficas..... | 67 |
| 4.3.1 Mármol..... | 67 |
| 4.3.2 Rocas Skarníferas..... | 67 |
| 4.4 Petrografía de las Unidades Ígneas..... | 70 |
| 4.4.1 Lacolito Concepción del Oro..... | 70 |
| 4.4.2 Sill Superior..... | 71 |
| 4.4.3 Sill Inferior..... | 72 |
| 4.5 Clasificación Petrográfica..... | 74 |
| 4.6 Geoquímica de Rocas Ígneas..... | 74 |
| 4.6.1 Clasificación composicional de elementos mayores..... | 75 |
| 4.6.2 Química de elementos traza..... | 75 |
| 4.6.3 Afinidad Tectónica..... | 77 |
| 4.6.4 Región Fuente..... | 80 |
| CAPITULO V GEOLOGIA DEL YACIMIENTO “SOL Y LUNA” | 82 |
| 5.1 Geología del área mineralizada..... | 82 |
| 5.1.1 Veta Verdosa..... | 85 |
| 5.1.2 Bloque Mineral..... | 86 |
| 5.1.3 Jaspe..... | 86 |
| 5.2 Estructura Mineralizada..... | 87 |
| 5.3 Mineralogía del depósito..... | 91 |
| 5.3.1 Petrografía de luz transmitida..... | 91 |
| 5.3.2 Mineragrafía..... | 96 |
| 5.3.3 Microscopia Electrónica de barrido..... | 101 |
| 5.4 Alteraciones Hidrotermales..... | 108 |
| 5.6 Mineraloquímica..... | 111 |
| Capítulo VI MICROTERMOMETRIA DE INCLUSIONES FLUIDAS..... | 117 |
| 6.1 Descripción petrográfica de muestras..... | 118 |
| 6.2 Mediciones Microtermométricas..... | 122 |
| 6.2.1 Microtermoemtría en Granate..... | 123 |

| | |
|--|------------|
| 6.2.2 Microtermometría en Cuarzo..... | 124 |
| 6.2.3 Microtermometría en Calcita..... | 125 |
| 6.2.4 Microtermometría en Ankerita..... | 127 |
| 6.3 Estimaciones de Profundidad..... | 128 |
| CAPITULO VII DISCUSION..... | 130 |
| 7.1 Contexto Geológico..... | 130 |
| 7.2 Rocas Ígneas..... | 132 |
| 7.2.1 Geoquímica..... | 133 |
| 7.3 Estructura Mineralizada..... | 135 |
| 7.4 Asociaciones Minerales..... | 135 |
| 7.4.1 Cuerpo Mineralizado..... | 136 |
| 7.4.2 Skarn..... | 139 |
| 7.5 Fluidos Mineralizantes..... | 141 |
| 7.5.6 Modelos del Sistema Hidrotermal..... | 145 |
| 7.6 Modelo Evolutivo del Yacimiento..... | 148 |
| CAPITULO VIII CONCLUSIONES..... | 154 |
| BIBLIOGRAFÍA..... | 156 |
| ANEXOS..... | 165 |

Lista de figuras

| | |
|---|----|
| Figura 1.1: Zonamiento presente en un yacimiento tipo skarn de Cu, la tonalidad presente en las zonas con granates indica la coloración del mismo. Se presentan las leyes de Cu (%). Modificado de Meinert (1992). Abreviaturas; Gr : granate, Px : piroxeno, Wo : wollastonita, Ves : vesuvianita, Ccp : calcopirita, Bn : bornita, Po : pirrotita, Py : pirita, Sp : esfalerita, Gn : galena..... | 10 |
| Figura 1.2: Etapas de formación de skarn; (1) etapa isoquímica con hornfels desarrollándose en unidades no carbonatadas y el comienzo de skarns de reacción en rocas carbonatadas; (2) esta es la etapa metasomática con desarrollo extenso de exo y endoskarn; (3) etapa retrógrada que tiende a destruir los skarns temprano y es dominada por minerales hidratados y sulfuros. Tomado de Pirajno (2009)..... | 12 |
| Figura 1.3: Ambientes tectónicos de sistemas de skarn y ambientes de depositación de carbonatos: (A) arco de isla oceánico y depósitos carbonatados asociados; (B) y (C) margen de arco continental con depósitos carbonatados presentes en los márgenes del cratón; con ángulo moderado ~40° y ángulo somero ~30°, respectivamente, (D) ambiente de rift continental e intrusión granítica, asociado con una pluma del manto (Pirajno, 2009)..... | 13 |
| Figura 1.4: Diagrama discriminante para composiciones promedio de óxidos de hierro de depósitos Kiruna, IOCG, Pórfido de Cu, Fe-Ti, V, BIF, Opemiska y Skarn. Simbología especificada a la derecha del diagrama. Nombre de algunos depósitos se señalan en el diagrama. Tomado de Dupuis y Beaudoin (2011)..... | 15 |
| Figura 1.5: Diagrama discriminante para composiciones promedio de óxidos de hierro de depósitos Kiruna, IOCG, pórfido de Cu, skarn, Fe-Ti, V y BIF. Simbología especificada a la derecha del diagrama. Nombre de algunos depósitos se señalan en el diagrama. Tomado de Dupuis y Beaudoin (2011)..... | 16 |
| Figura 1.6: Mapa mostrando la ubicación de los diferentes Cinturones de Hierro. Abreviaturas; F.S.A.: Falla de San Andrés, Z.F.T.; Zona de Falla Tamayo, M.R.; Microplaca Rivera, Z.F.R.; Zona de Falla Rivera, E.P.R.; Rise del Este del Pacífico, Z.F.O.; Zona de falla Orozco y T.R.; Tehuantepec Ridge. Los números indican yacimientos sobresalientes, 1: Cerro Náhuatl, 2: Peña Colorada, 3: Cerro de Mercado, 4: Hércules, 5: La Perla, 6: El Volcán, 7: El Garabato y 8: Sauzalito. Modificado de Clark et al., (1982) y complementado de los trabajos de Flores-Reyes (1950), Tritlla et al. (2003), Corona-Esquivel et al. (2003, 2007), Camprubí y González-Partida (2015)..... | 17 |
| Figura 1.7: Ubicación y vías de comunicación al área de estudio. Los círculos grises representan localidades con presencia de rocas magmáticas. Modificada de González-Guzmán (2011) | 19 |
| Figura 2.1: Microscopio Zeiss modelo Axiolab adaptado con un analizador de imágenes Carl Zeiss Axiocam Emulation del Laboratorio de Petrografía y Minerografía del Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica, UNAM. Este fue utilizado tanto para petrografía de luz transmitida como la de luz reflejada..... | 26 |
| Figura 2.2: Estructura interna del SEM-EDS. Tomada de Melgarejo et al. (2010)..... | 27 |
| Figura 2.3: Microscopio electrónico de barrido portátil HITACHI TM-1000 de bajo vacío, del Laboratorio de Petrografía y Minerografía del Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica de la UNAM..... | 28 |
| Figura 2.4: Equipo Jeol JXA-8900R utilizado para los estudios correspondientes del tipo SEM y EMPA, perteneciente al Laboratorio Universitario de Petrología del Instituto de Geofísica, de la UNAM. a) microsonda electrónica y b) pantallas utilizadas para visualizar los puntos de interés..... | 29 |
| Figura 2.5: Difractómetro del Laboratorio de Difracción de Rayos X, del Departamento de Geoquímica, del Instituto de Geología de la UNAM..... | 30 |
| Figura 2.6: Espectrómetro Ore Xpress del Departamento de Recursos Minerales del Instituto de Geofísica de la UNAM..... | 31 |
| Figura 2.7: Espectro obtenido a través del software EZ-ID. Curva azul indica la respuesta de la muestra, la curva roja denota la mejor aproximación de la base de datos del equipo..... | 31 |
| Figura 2.8: Representación esquemática mostrando la formación de inclusiones fluidas primarias, secundarias y pseudosecunarias durante el crecimiento de un cristal. Tomada de Bodnar (2003)..... | 32 |
| Figura 2.9: Diagrama <i>Temperatura de Homogenización vs. Salinidad</i> , ilustrando los rangos típicos para inclusiones de diferentes tipos de depósitos. Nótese que los campos no deberían ser considerados definitivos y las composiciones podrían existir fuera del rango mostrado. Tomado de Wilkinson (2001)..... | 33 |
| Figura 2.10: Microscopio Olympus con platina térmica Linkam montada, utilizado para la obtención de datos microtermométricos de IF. Tomada de Ferrer-Parra (2015). | 34 |
| Figura 3.1: Mapa que muestra los principales terrenos tectono-estratigráficos y fallas principales de México. Nótese como para el área de estudio se encuentra sobre el microcontinente Oaxaquia. Abreviaturas: F.L.B. : Falla La Babia; F.S.M. : Falla San Marcos; F.C.P.C. : Frente del Cinturón Plegado y Cabalgado; M.C.M.T. : Margen Continental del Mesozoico Temprano, M.M.S. : Mega Cizalla Mojave-Sonora. Editado de Centeno-García et al., (2008)..... | 36 |
| Figura 3.2: Modelo Paleo-tectónico que representa la evolución de la PPM y la PGM para el Paleozoico Tardío. Sección W-E para el norte de México (Modificada de Goldhammer, 1999)..... | 38 |
| Figura 3.3: Modelo Paleo-tectónico que representa la evolución de la PPM y la PGM para el Triásico-Jurásico. Sección W-E para el norte de México (Modificada de Goldhammer, 1999)..... | 39 |
| Figura 3.4: Modelo Paleo-tectónico que representa la evolución de la PPM y la PGM para el Jurásico Tardío. Sección W-E para el norte de México (Modificada de Goldhammer, 1999)..... | 40 |

| | |
|---|----|
| Figura 3.5: Modelo Paleo-tectónico que representa la evolución de la PPM y la PGM para el Cretácico Temprano. Sección W-E para el norte de México (Modificada de Goldhammer, 1999)..... | 41 |
| Figura 3.6: Modelo Paleo-tectónico que representa la evolución de la PPM y la PGM para el Cretácico Tardío. Sección W-E para el norte de México (Modificada de Goldhammer, 1999)..... | 43 |
| Figura 3.7: Distribución de los diferentes sectores que componen el frente tectónico de la Sierra Madre Oriental (Eguiluz et al., 2000)..... | 44 |
| Figura 3.8: Mapa que muestra la ubicación de las estructuras principales de la Mesa Centra (Nieto-Samaniego et al., 2005)..... | 47 |
| Figura 3.9: Perfil E-W que muestra un modelo idealizado de la estructura de la corteza en la Mesa Central (Nieto-Samaniego et al., 2005)..... | 48 |
| Figura 3.10: Mapa geológico del CICO, se muestran las edades absolutas determinadas por diversos autores (tabla). CO: Concepción del Oro, CP: El Colorado-La Pachona, MO: Melchor Ocampo, MR: Matehuapil-El Rabioso, NB: Noche Buena, PE: El Peñuelo, RO: Rocamontes, SA: El Saltillito, SFTSMA: Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende y SR: Santa Rosa. Tomada de González-Guzmán (2011)..... | 49 |
| Figura 3.11: Modelos conceptuales propuestos sobre el origen del CICO, originándose por fusión parcial de un manto enriquecido con asimilación de material cortical en dos etapas: (A) CICO-E a partir de un ángulo de subducción en el Cretácico Tardío y (B) CICO-W, durante la somerización máxima del ángulo de la placa Farallón durante el Eoceno. Tomada de González-Guzmán (2011) | 54 |
| Figura 3.12.- Mapa geológico regional simplificado para la Saliente de Concepción del Oro, en el que se denota la ubicación del área de estudio dentro de la estructura conocida como Sierra de Concepción del Oro, en la parte oriental de la estructura mayor denominada como Sierra de la Caja. Se señalan los cuerpos intrusivos; Noche Buena (NB), Santa Rosa (SR), Colorado - La Pachona (CP), Providencia (PO) y Concepción del Oro (CO). Imagen modificada de Buseck (1966)..... | 56 |
| Figura 4.1: Calizas con signos incipientes de metamorfismo de la Formación Zuloaga..... | 58 |
| Figura 4.2: Estratos delgados (~ 5 - 10 cm) de material margoso y arcilloso de la Formación La Caja..... | 58 |
| Figura 4.3: Contacto entre la Fm. La Caja (izquierda) y la Fm. Zuloaga (derecha) representado aproximadamente por la línea amarilla..... | 59 |
| Figura 4.4: Paquetes carbonatados con laminaciones de material arcilloso correspondientes a la Formación Taraises..... | 59 |
| Figura 4.5: (a) Afloramiento de caliza de estratificación gruesa, presentando una tonalidad gris clara y (b) estructuras de <i>boudinage sensu stricto</i> en pedernal negro..... | 60 |
| Figura 4.6: a) Afloramiento de la Formación Tamaulipas Inferior, presentándose como calizas grisáceas de espesores de ~30 cm y b) Ocurrencia de lente de pedernal en la caliza..... | 61 |
| Figura 4.7: Afloramiento de sill superior en la carretera, encajonado por calizas de la Formación Tamaulipas Inferior. Nótese el plegamiento generado en el contacto caliza - sill..... | 62 |
| Figura 4.8: a) Tonalidad blanquecina en fractura producto del paso de soluciones hidrotermales, b) calizas marmolizadas con apariencia semi-plástica y c) skarn de granate-epidota, cristalizado a lo largo de planos de estratificación..... | 62 |
| Figura 4.9: Alternancia de rocas margosas con horizontes lutíticos pertenecientes a la Fm. La Peña..... | 63 |
| Figura 4.10: a) Cuerpo intrusivo encajonado por rocas carbonatadas marmolizadas. En la zona del contacto aparecen minerales calco-silicatados producto de la interacción entre el cuerpo magmático y la encajonante y b) Muestra de mano. Abreviaturas; <i>Int</i> : Intrusivo y <i>Ca</i> : Roca calcárea. | 64 |
| Figura 4.11: Afloramiento del Sill Inferior. Línea roja marca el contacto entre la roca encajonante (izquierda) y el sill (derecha), con su dato estructural..... | 65 |
| Figura 4.12: a) Vista panorámica del tajo Sol y Luna, se resalta con líneas rojas la presencia del Sill Superior, b) Este mismo cuerpo subvolcánico aflorando en el corte de la carretera, c) Afloramiento del Sill Superior, mostrando su característica tonalidad blanquecina y d) zona interior del tajo, se resalta con líneas punteadas amarillas la presencia de uno de los bloques magmáticos. Cabe mencionar que estos bloques no son xenolitos o bloques transportados, sino que se trata de “ventanas” hacia el Sill Superior..... | 66 |
| Figura 4.13: Mármol de tonalidad blanquecina, se reconoce la presencia de magnetita. Unidad metamorfozada de la Fm. Tamaulipas Inferior..... | 67 |
| Figura 4.14: Roca calcosilicatada compuesta de granate y epidota aflorando en planos de estratificación de la Fm. Tamaulipas Inferior marmolizada. | 68 |
| Figura 4.15: Cuerpo skarnífero compuesto de granate (Grt), a) contacto entre una zona rica en granate (superior), una parte intermedia de granate con filosilicatos (?) y en la parte inferior el cuerpo de magnetita (Mag) y b) Detalle de (a) para la zona de granate. | 68 |
| Figura 4.16: a) Relleno de material rico en granate, b) muestra de mármol con abundante presencia de granate (marrón) y epidota (verde), c) muestra de mano con granate, pirita y magnetita en contacto con mármol, d) y e) granates negros en caliza y pedernal. Abreviaturas; Grt: Granate, Mr: Mármol, Ep: Epidota, Mag: Magnetita, Py: Pirita y P: Pedernal..... | 69 |

| | |
|--|----|
| Figura 4.17: a) fenocristales de cuarzo y clinopiroxeno, b) cristales de microclina y plagioclasa, clinopiroxeno embebidos en cuarzo, c) fenocristal de microclina con maclado en parrilla y d) cristal de ortoclasa en biotita. Todas las imágenes vistas bajo NX. Abreviaturas, Qtz: Cuarzo, Cpx: Clinopiroxeno, Plg: Plagioclasa, Mc: Microclina, Bt: Biotita y Or: Ortoclasa..... | 70 |
| Figura 4.18: a) cristal de apatito en microclina, b) plagioclasa fallada, c) y d) plagioclasas con zonamiento concéntrico. Todas las imágenes tomadas bajo NX. | 71 |
| Figura 4.19: a) y b) Fenocristales de feldespato alcalino y plagioclasa embebidos en una matriz cuarzo - feldespática, que se encuentran moderadamente alterados a sericita. Se nota la ocurrencia de zircón y actinolita, vistos bajo N// y NX respectivamente. c) Actinolita remplazando a lo que probablemente era un piroxeno, tomada bajo N//. Abreviaturas, FA: feldespato alcalino, Pl: plagioclasa, Zrn: Zircón y Act: actinolita..... | 71 |
| Figura 4.20: a) y b) Cristal euhedral de zircón con zonamiento bien desarrollado, visto bajo N// y NX respectivamente. c) y d) Óxidos de hierro como minerales accesorios. Imágenes de microscopia de luz reflejada. Hem: hematita y Gt: Goethita. | 72 |
| Figura 4.21: a) Textura porfídica dada por la presencia de fenocristales de plagioclasa, ortoclasa, cuarzo y biotita embebidos en una matriz fina a media, b) agregado de clinopiroxenos, c) fenocristales de ortoclasa y d) cristal zonado de plagioclasa con núcleo sericitizado. Imágenes tomadas bajo NX. Abreviaturas, Or: Ortoclasa, Pl: Plagioclasa y Bt: Biotita... | 73 |
| Figura 4.22: a) fenocristales de ortoclasa y plagioclasa embebidos en matriz fina, b) cristal de microclina con su característico maclado, c) cristales de ortoclasa, plagioclasa y clinopiroxeno parcialmente sericitizados y d) fenocristal de ortoclasa embebido en matriz fina. Todas las imágenes observadas bajo NX. Abreviaturas, Or: Ortoclasa, Pl: Plagioclasa, Mc: Microclina y Cpx: Clinopiroxeno..... | 73 |
| Figura 4.23: <i>Diagrama QFAP</i> (Q: cuarzo, Fa: feldespato alcalino, P: plagioclasa) de Streckeisen (1976) en el que se grafican las muestras analizadas petrográficamente..... | 74 |
| Figura 4.24.- <i>Diagrama TAS (Total Alkalies vs Silice)</i> de Le Maitre et al. (2005) para rocas intrusivas, en el que se observa la disposición de las muestras analizadas, con una afinidad sub-alcalina a ligeramente alcalina en base a la línea de frontera propuesta por Irvine y Baragar (1971). Abreviaturas de los campos; GB: Gabro, GD: Gabrodiorita, D: Diorita, GA: Granodiorita, MG: Monzo-gabro, MD: Monzo-diorita, M: Monzonita, CM: Cuarzo-monzonita, S: Sienita y G: Granito..... | 75 |
| Figura 4.25: <i>Diagrama Multielementos</i> normalizado a MORB (<i>Mid Ocean Ridge Basalt</i>) para las rocas ígneas asociadas al depósito Sol y Luna. Se anexa la litología para cada una de las muestras (GD: Granodiorita, R: Riolita, T: Traquita, TD: Traquidacita) así como los porcentajes de sílice de las mismas. | 76 |
| Figura 4.26: <i>Diagrama de REE</i> normalizado a condrita para las rocas ígneas asociadas al depósito Sol y Luna. Se anexa litología (GD: Granodiorita, R: Riolita, T: Traquita, TD: Traquidacita) y porcentajes de sílice para cada una de las muestras. | 77 |
| Figura 4.27: <i>Diagrama ternario Sr-Rb-Ba</i> utilizado para discriminar granitoides típicos de arco continental (con bajo Ba-Sr) de los granitoides tipo post-orogénicos (con alto Ba-Sr). Los campos marcados han sido propuestos por Fowler y Henney (1996) y Fowler et al. (2001). | 78 |
| Figura 4.28: Diagrama de discriminación Tectonomagmática para granitos según Pearce (1996), se observa que la totalidad de las muestras caen en el sub-grupo denominado POG: <i>Post Orogenic Granites</i> . Abreviaturas; VAG: <i>Volcanic Arc Granites</i> , WPG: <i>Within Plate Granites</i> , ORG: <i>Ocean-Ridge Granites</i> , SCG: <i>Syn-Colisional Granites</i> . Para simbología consultar la figura 4.27..... | 79 |
| Figura 4.29: Diagrama de discriminación tectonomagmática según Gorton y Schandal (2000), en donde es posible observar la unánime asociación de las rocas ígneas del depósito Sol y Luna a un ambiente de Margen Continental Activo. Abreviaturas: MORB: <i>Mid Ocean Ridge Basalt</i> y WPB: <i>Within Plate Basalt</i> | 79 |
| Figura 4.30: <i>Diagrama (Eu/Eu*)_N versus (Gd/Yb)_N</i> (Rollinson, 1993) aplicado para las rocas subvolcánicas e intrusiva del área Sol y Luna. Abreviaturas: MORB: <i>Mid Ocean Ridge Basalt</i> , OIB: <i>Ocean Island Basalt</i> , LCC: <i>Lower Continental Crust</i> , UCC: <i>Upper Continental Crust</i> . Para simbología consultar la figura 4.27..... | 80 |
| Figura 4.31: Patrones de REE hipotéticos de fundidos parciales originados en la corteza inferior (izquierda) y corteza superior (derecha), en tonalidades grises, generados en grados de fusión F= 0.2 a 0.5 y comparación con los patrones de REE para cada una de las rocas ígneas asociadas al depósito Sol y Luna. | 81 |
| Figura 5.1: a) y b) muestra de mano de la mineralización de magnetita. Se puede observar diferencia en el tamaño del cristal, de formas bien definidas (hexagonales) a masiva, se define un contacto marcado por la línea puenteada rojiza y c) cuerpo de magnetita envolviendo a caliza marmolizada. Mag: Magnetita, Py: Pirita, Gt: Goethita, P: Pedernal, Ca: Caliza.. | 82 |
| Figura 5.2: a) Bandeamiento de pirita en magnetita y b) pirita en dos estilos, bandeada en magnetita y cristales subhedrales en carbonato en contacto con magnetita. Cal: Calcita, Mag: Magnetita y Py: Pirita. Escala en centímetros. | 83 |
| Figura 5.3: a) Ocurrencia de calcita en forma de “bolsada” conteniendo sulfuros y b) estructura vetiforme de calcita (Cal) en magnetita (Mag) llegando a presentarse intemperizada a goethita (Gt)..... | 83 |
| Figura 5.4: Relicto de estructura sedimentaria (antigua estilolita) en el cuerpo mineralizado de magnetita, señalada por la flecha amarilla y abreviada como Ss. | 84 |
| Figura 5.5: a) Presencia de mineral de hábito micáceo con tonalidad verdosa (Mca) b) directamente cristalizada sobre la mena de hierro (Mag: magnetita) y c) asociada con rellenos de calcita (Cal). | 84 |
| Figura 5.6: Presencia de cuarzo (Qtz) y mica verde (Mca) intercrecidos con magnetita (Mag). Cristales de Pirita (Py) asociados con relleno de cuarzo. | 85 |

| | |
|---|-----|
| Figura 5.7: a) <i>Veta verdosa</i> interior del tajo, b) muestra de mano y c) corte de muestra en la que se observa el contacto entre banda y mármol. Escala para <i>a</i> y <i>b</i> es de 5cm. | 85 |
| Figura 5.8: a) Bloque de tonalidad azulada-verdosa, se reconoce ankerita, cristales negros de hábito fibroso y radial en material bastante fino y b) muestra de mano tomada de uno de los bloques. | 86 |
| Figura 5.9: a) cuerpo de Jaspe (Jsp) marcado por líneas punteadas rojizas, encajonado por magnetita (Mag) y mármol (Mr) y b) bandas de cuarzo criptocristalino de tonalidades variantes. | 87 |
| Figura 5.10: Imagen mostrando la ubicación espacial del tajo. Las líneas de color amarillo representan el largo (<i>l</i> , aprox. 180 m) y ancho (<i>a</i> , aprox. 50 m) de la estructura. Las líneas rojas punteadas, representan la ubicación de fallas inferidas a través de fotointerpretación. Imagen editada de Bing Maps. | 88 |
| Figura 5.11: Brecha mineralizada compuesta por clastos de mármol que se encuentran cementados por magnetita..... | 88 |
| Figura 5.12: a) afloramiento de brecha de óxidos de hierro y b) muestra de mano en la que se aprecian los litoclastos de sill cementados por dichos óxidos. | 89 |
| Figura 5.13: a) cuerpo mineralizado de magnetita (Mag) en contacto concordante con sill. La línea punteada roja representa el contacto; a) Cuerpo de magnetita (izquierda) en contacto con el Sill y b) Zoom del contacto. Se presenta el dato estructural..... | 89 |
| Figura 5.14: a) entrada al tajo en el que se observa mármol que no preserva en forma clara los planos de estratificación, b) minerales calco-silicatados cristalizados en el contacto entre el Sill Superior y la caliza recristalizada. Valor del contacto añadido en color amarillo, la flecha indica el buzamiento del contacto y c) disposición estructural de las calizas de la Fm. Tamaulipas Inferior en la porción oriental del tajo. Se presenta el valor de la estratificación en negro, la flecha indica el sentido en el que buzcan las capas..... | 90 |
| Figura 5.15: Modelos esquemáticos generalizados para la morfología del cuerpo mineralizado a) vista de planta y b) corte longitudinal con orientación N-S. En rojo es el Sill Superior y en negro es el cuerpo mineralizado..... | 91 |
| Figura 5.16: a) Muestra porfídoblástica de granates granulares, b) granates y wollastonita, c) clinopiroxeno en magnetita y d) granates zonados. Grt: Granate, Wo, Wollastonita, Cpx: Clinopiroxeno y Mag: Magnetita. | 92 |
| Figura 5.17: a) relleno de cuarzo entre hidróxidos de hierro (ferrhidrita), b) cuarzo rellenando espaciado entre ankerita, c) y d) calcita. Qtz: Cuarzo y Ank: Ankerita | 92 |
| Figura 5.18: a) y b) ejemplares de cuarzo con textura “plumosa” y c) y d) fractura prominente en cristales de cuarzo, vista bajo N// y NX respectivamente. | 93 |
| Figura 5.19: a) anfíbol verdoso en calcita, b) epidota en granate, c) clorita, d) clinocloro, e) y f) turmalina bajo N// y NX respectivamente. Abreviaturas; Am: Anfíbol, Cal: Calcita, Ep: Epidota, Chl: Clorita, Clc: Clinocloro, Ank: Ankerita y Tur: Turmalina..... | 94 |
| Figura 5.20: Biotita tabular subhedral intercrecida con cuarzo(a), calcita (b), y c) directamente cristalizada sobre la magnetita. Abreviaturas Bt: Biotita, Mag: Magnetita, Cal: Calcita y Qtz: Cuarzo..... | 95 |
| Figura 5.21: Microfotografías de mica tabular subhedral presente en relleno de calcita, vista bajo NII (a) y NX (b). Los óxidos de hierro permanecen extintos bajo ambos nicoles. Abreviaturas; Mica (Mca) y Calcita (Cal)..... | 95 |
| Figura 5.22: a) y b) Mosaico de cristales con desarrollo hexagonal con tonalidades verdes, c) y d) cristal aislado de la misma de la misma especie sobre ankerita. Nótese el fuerte fracturamiento y su hábito hexagonal, e) y f) cristales alargados radiales con tonalidades fuertes, con cierto zonamiento. Imágenes de la izquierda vistas bajo N// mientras que las de la derecha bajo NX..... | 96 |
| Figura 5.23: a) Cristales hexagonales de magnetita. Se presenta hematita como producto de eventos supergénicos y b) cambio en el tamaño de magnetita, el contraste está representado por la línea punteada rojiza. | 97 |
| Figura 5.24: a) Cuarzo relacionado con el crecimiento de óxidos de hierro, esto debido a que ocupa el núcleo de dichas fases, b) Granate, siendo el punto de nucleación para el crecimiento de la magnetita y c) Crecimiento de cuarzo a partir de núcleo de magnetita, así mismo dándose cierta alternancia entre minerales. Abreviaturas: Qtz: Cuarzo, Mag: Magnetita, Hem: Hematita y Grt: Granate..... | 97 |
| Figura 5.25: a) Hematita y goethita supergénicas relacionadas a ankerita, b) hematita de hábito alargado truncado por un cristal de magnetita, bajo NX y d) mismo punto de “b” bajo N//. Nótese los característicos destellos rojizos de la hematita. Mag: Magnetita, Hem: Hematita; Gt: Goethita, Qtz: Cuarzo..... | 98 |
| Figura 5.26: a) Maghemita en magnetita, b) Cristales de pirita “orientados”, c) Alternancia de fases de hierro (magnetita-pirita-hematita), se observa la pirita fracturada y d) Pirita en contacto con magnetita. Py: Pirita, Mag: Magnetita, Mgh: Maghemita, Hem: Hematita y Fc: Fractura..... | 98 |
| Figura 5.27.- a) Relleno de cuarzo con presencia de sulfuros, calcopirita creciendo a partir de pirita, los bordes de la magnetita se presentan modificados, b) Calcopirita embebida en pirita, ambas presentes en cuarzo, c) Desarrollo de covellina a partir de eventos supergénicos sobre calcopirita y d) mismo punto que “c” visto con analizador. Qtz: Cuarzo, Mag: Magnetita, Py: Pirita, Ccp: Calcopirita y Cv: Covellina..... | 99 |
| Figura 5.28: a) cristal de esfalerita presentando le enfermedad de la calcopirita, que se refiere a exsoluciones de calcopirita, b) mismo punto que “a” visto con analizador, c) ocurrencia de pirita-calcopirita-esfalerita y d) punto anterior visto con analizador. La calcita es el relleno mineral presente en todas las fotos. Sp: Esfalerita, Py: Pirita, Ccp: Calcopirita, Cal: calcita y Qtz: cuarzo. | 100 |

| | |
|---|-----|
| Figura 5.29: a) tetrahedrita con exsoluciones de calcopirita y b) presencia de tetrahedrita, calcopirita y magnetita. Thd: Tetrahedrita, Ccp: Calcopirita y Mag: Magnetita. | 100 |
| Figura 5.30.- a) Sulfosal de bismuto, de tonalidad blanquecina - grisácea presente en relleno carbonatado, bajo N//, b) bajo NX y c) ocurrencia de granos de oro en goethita. Nótese el fuerte brillo de dichos granos. Gt: Goethita y Cal: Calcita | 101 |
| Figura 5.31: a) imagen de retrodispersión de un cristal de granate con calcita (Cal) en huecos, tomada con SEM y b) EDS obtenido de la medición semi-cuantitativa del mineral arrojando una composición de andradita (Adr)..... | 101 |
| Figura 5.32: a) Imagen de retrodispersión obtenida a través del SEM de cristales de granates zonados, los puntos señalados en color amarillo representan las zonas en donde se tomaron los EDS 1) y 2) los cuales exhiben una composición tipo Andradita (Ca-Fe-Si) pobre en Al. | 102 |
| Figura 5.33: a) Imagen de retrodispersión obtenida a través del SEM de un cristal de granate zonado de la muestra SLT-07 y b) EDS en el que se observa una composición de andradita (Adr)..... | 102 |
| Figura 5.34: a) Imagen de retrodispersión obtenida a través del SEM ambiental de un cristal de granate zonado con presencia de pirita (Py) y calcita (Cal) de la muestra SLG y b) EDS en el que se observan los picos característicos para un componente rica en grosularia (Gsr)..... | 103 |
| Figura 5.35: a) imagen adquirida a través de SEM, señalando la presencia de feldespato alcalino (FA), clorita (Chl), halita (Hl) y pirita (Py), b) EDS de clorita y c) EDS de feldespato alcalino. | 103 |
| Figura 5.36: Fases minerales ricas en Si, Al, Ca, Fe, Mg y Na, interpretada como turmalina. a) imagen de retrodispersión tomada a través del SEM, 1) y 2) análisis semi-cuantitativo EDS de los puntos señalados en la microfotografía. | 104 |
| Figura 5.37: Imágenes de retrodispersión tomada a través del SEM (a) cristal de biotita (Bt), b) ejemplares de apatito (Ap), ambos cristalizados en una matriz de calcita (Cal). Además, se observa magnetita (Mag). c) y d) análisis semicuantitativos EDS de biotita y apatito respectivamente..... | 105 |
| Figura 5.38: Fase mineral rica en bismuto, con trazas de cobre, a) imagen de retrodispersión tomada a través del SEM y b) análisis semi-cuantitativo EDS..... | 105 |
| Figura 5.39: Sulfosales de Ag-Cu (SPC) y de Cu (SC) presentes en un cristal mayor de calcopirita (Ccp). Imagen de retrodispersión tomada a través del SEM que representa la relación textural entre las diferentes fases minerales, b) y c) análisis semi-cuantitativo EDS de la sulfosal de Ag-Cu y Cu respectivamente. | 106 |
| Figura 5.40: Sulfosales de Ag-Cu (SPC) presentes como exsolución en calcopirita (Ccp) a la vez asociada con pirita (Py). a) imagen de retrodispersión tomada a través del SEM que muestra la relación textural entre las diferentes fases minerales y b) análisis semi-cuantitativo EDS de la sulfosal..... | 106 |
| Figura 5.41: Sulfosal de Bi, con Pb-Cu-Fe. a) imagen de retrodispersión tomada a través del SEM que muestran el mineral tipo sulfosal (SPCF) asociado con calcopirita (Ccp) presentes en rellenos de calcita (Cal) y b) análisis semi-cuantitativo EDS de la sulfosal..... | 107 |
| Figura 5.42: Fase mineral rica en tierras raras (La-Ce) y calcio. a) y b) imágenes de retrodispersión tomadas a través del SEM que representan la apariencia visual de dichos minerales y c) análisis semi-cuantitativo EDS..... | 107 |
| Figura 5.43: Espectros IR característicos para a) Montmorillonita y b) Palygorskita. Los valores de correlación de la medición con la base del software son de 98% y 97% respectivamente. Se marcan las bandas de absorción características para cada mineral..... | 108 |
| Figura 5.44: Difractograma de la muestra SLE-09 en el que se notan picos principales de: montmorillonita (~6000), albita (~10000) albita-sanidino- montmorillonita-muscovita (~32000)..... | 109 |
| Figura 5.45: Espectro característico para montmorillonita. Alcanza un 95% de correlación entre la medición y la base de datos del software. Se marcan las bandas de absorción características para el mineral..... | 109 |
| Figura 5.46: Espectro característico para hectorita. Las mediciones realizadas y comparadas con la base de datos del software arrojó una correlación de 90%. Se marcan las bandas de absorción características para el mineral..... | 110 |
| Figura 5.47: Difractograma de la muestra SLG en el que se presentan grosularia (~31000) y diópsido (~4000) como componentes de la alteración progradada..... | 111 |
| Figura 5.48: Imágenes de retrodispersión tomadas a través del SEM ejemplificando los puntos para análisis químico, a) Magnetitas hexagonales. Las estrellas amarillas indican ejemplares de magnetita en tanto que las rojas señalan especímenes de hematita y b) textura masiva en magnetita..... | 112 |
| Figura 5.49: Diagrama discriminativo ($Ti + V$ vs. $Ni / Cr + Mn$) para óxidos de hierro de diferentes depósitos minerales. BIF; Banded Iron Formation e IOCG: Iron-Oxide-Copper-Gold. Se grafican los resultados de las mediciones en Magnetita (Mag) y Hematita (Hem) de muestras del depósito Sol y Luna. Diagrama de acuerdo a Dupuis y Beaudoin (2011)..... | 112 |
| Figura 5.50: Diagrama discriminativo ($Ti + V$ vs. $Ca + Al + Mn$) para óxidos de hierro de diferentes depósitos minerales. BIF; Banded Iron Formation e IOCG: Iron-Oxide-Copper-Gold. Se grafican los resultados de las mediciones en Magnetita (Mag) y Hematita (Hem) por muestras del depósito Sol y Luna. Tomado de Dupuis y Beaudoin (2011)..... | 113 |
| Figura 5.51.- Composición de los granates para el depósito Sol y Luna, comparados con la composición promedio para los skarns cálcicos de hierro. Abreviaturas: Sps: Espesartino, Almd: Almandino, Grs: Grosularia y Adr: Andradita. Modificado de Einaudi y Burt (1982)..... | 115 |

| | |
|---|-----|
| Figura 5.52: Dendrograma generado a partir del análisis de agrupamiento (considerando una distancia euclidiana de encadenamiento) para el skarn del yacimiento Sol y Luna..... | 116 |
| Figura 6.1: Diagrama de Hass (1971) indicando las curvas de ebullición del agua líquida para soluciones salinas de concentración constante (%NaCl) y las profundidades estimadas de atrapamiento. Diagrama interno es una ampliación de las relaciones entre 90 y 150°C. la temperatura en el punto 0 de cada curva es el punto de ebullición del líquido a 1.013 bares (1 atm) de presión de carga, la cual es equivalente a la presión atmosférica a nivel..... | 117 |
| Figura 6.2: Microfotografías mostrando IF bifásicas representativas analizadas en la muestra SLT-05, todas estas del tipo pseudosecundarias observadas en (a) granate, (b) cuarzo y (c) en calcita..... | 119 |
| Figura 6.3: Microfotografías de IF bifásicas observadas en a) cuarzo y b) calcita, ambas relacionadas a la mineralización de hierro. Muestra SLT-28 Qz..... | 120 |
| Figura 6.4: Microfotografías mostrando IF pseudosecundarias bifásicas representativas analizadas sobre granate. Muestra SLE-08..... | 120 |
| Figura 6.5: Microfotografías mostrando IF bifásicas representativas analizadas sobre a) calcita b) cuarzo, c) IF primaria en ankerita y d) IF pseudosecundaria en cuarzo, mostrando un ligero estrangulamiento. | 121 |
| Figura 6.6: Gráfico mostrando las Temperaturas de Homogenización (Th) medidas sobre IF en granate..... | 123 |
| Figura 6.7: Gráfico en el que se demuestra la distribución de las Temperaturas de Homogenización (Th) contra la Temperatura de Fusión del Hielo para las IF medidas en Granate..... | 124 |
| Figura 6.8: Gráfico mostrando las Temperatura de Homogenización (Th) medidas sobre IF en cuarzo..... | 125 |
| Figura 6.9: Gráfico <i>Th vs Tfh</i> , en el que se demuestra la distribución de IF medidas en Cuarzo. Se marcan los posibles procesos de mineralización (Dilución-Ebullición)..... | 125 |
| Figura 6.10: Gráfico mostrando las Temperatura de Homogenización (Th) medidas sobre IF en Calcita..... | 126 |
| Figura 6.11: Gráfico en el que se demuestra la distribución de las Temperaturas de Homogenización (Th) contra la Temperatura de Fusión del Hielo para las IF medidas en Calcita..... | 127 |
| Figura 6.12: Gráfico mostrando las Temperatura de Homogenización (Th) medidas sobre IF en Ankerita..... | 127 |
| Figura 6.13: Gráfico en el que se demuestra la distribución de las Temperaturas de Homogenización (Th) contra la Temperatura de Fusión del Hielo para las IF medidas en Ankerita..... | 128 |
| Figura 6.14: Diagrama de curvas de ebullición del agua líquida para soluciones salinas de concentración constante (%NaCl eq.), con ampliación para el rango entre 90°C y 150 °C (Hass, 1971). Se ubican parte de las IF del depósito Sol y Luna. La estrella amarilla indica la media aritmética para el grupo de IF en ebullición, en tanto que los círculos negro y gris representan la profundidad para la cristalización de magnetita y hematita (escasa) respectivamente..... | 129 |
| Figura 7.1: Sección de México para el Eoceno (~40Ma) orientada W-E en la que se representa el origen propuesto para las rocas magmáticas del área Sol y Luna, originándose por anatexis de la Corteza Continental Superior debido a la acumulación de fundidos magmáticos de composición basáltica originados en primera instancia por fusión parcial de un manto astenosférico en una etapa menguante de arco continental hacia un ambiente transicional. Abreviaturas; SMOcc : Sierra Madre Occidental, SMOr : Sierra Madre Oriental, CO : Concepción del Oro, CCS : Corteza Continental Superior, CCI : Corteza Continental Inferior y D. de Conrad : Discontinuidad de Conrad..... | 134 |
| Figura 7.2.- Gráfico de Th (°C) vs. salinidad (% en peso de NaCl eq.), ilustrando los rangos típicos para inclusiones de diferentes tipos de depósitos con datos microtermométricos de diferentes etapas para el depósito Sol y Luna. Editado de Wilkinson (2001)..... | 141 |
| Figura 7.3: Cuadro paragenético para el depósito Sol y Luna del Distrito Minero de Concepción del Oro. Las figuras geométricas representan aquellas fases que fueron analizadas microtermométricamente, así mismo indican la relación de eventos entre ellas..... | 143 |
| Figura 7.4: Diagrama log <i>fO / T</i> a la presión <i>P</i> y <i>XCO2</i> indicados, se muestran los rangos de estabilidad de varios conjuntos de minerales. Área remarcada en color rojo y señalada (1) representa la zona de estabilidad para la alteración progradada del depósito. Área remarcada en color negro (2) indica la zona de estabilidad para la alteración retrograda/depositación de la mena de hierro. Abreviaturas: Mgt; magnetita, Hmt; hematita, Py; Pirita; Po; pirrotita, Qz; cuarzo, Cc; calcita, Ad; andradita, Hd; hedenberguita, Hd10; diópsido-hedenbergita con 10% modal de hedenbergita y Wo; Wollastonita. Modificada de Meinert (1982)..... | 144 |
| Figura 7.5.- Gráfico Th (°C) vs. salinidad (% en peso de NaCl equivalente), que representa la evolución del sistema hidrotermal para el depósito Sol y Luna. Se muestran los posibles mecanismos que originaron la evolución de los fluidos metasomáticos iniciales a partir de (1) dilución debido a mezcla con aguas meteóricas; (2) ebullición, en el que aumenta drásticamente la salinidad del fluido debido a despresurización del sistema y (3) dilución del fluido hidrotermal remanente, hasta llegar al cese del sistema hidrotermal. Se representan las fases minerales analizadas por muestras y separadas por grupos para las diferentes etapas y procesos de evolución involucrados..... | 146 |
| Figura 7.6: Sección S-N del área de estudio sin escala, (a) etapa de plegamiento y fallamiento por intrusión y (b) metamorfismo de contacto. El signo “?” representa la incertidumbre del contacto entre el Sill Superior y el Lacolito Concepción del Oro..... | 149 |
| Figura 7.7.- Sección S-N del área de estudio sin escala que representa la etapa 2 de metasomatismo, generando la cristalización de granate y cuarzo de altas temperaturas. Resto de la simbología en el fig. 7.6..... | 149 |

| | |
|--|-----|
| Figura 7.8.- Sección S-N del área de estudio sin escala que representa la etapa de depositación de magnetita con intercrecimientos de cuarzo y annita. Resto de la simbología en las fig. 7.6 y 7.7..... | 150 |
| Figura 7.9.- Sección S-N del área de estudio sin escala que representa la etapa de depositación de pirita con una marcada textura bandeada. Resto de la simbología en las fig. 7.6 a 7.8..... | 150 |
| Figura 7.10.- Sección S-N del área de estudio sin escala que representa la etapa de depositación de hematita primaria así como la cristalización del evento epitermal aislado. Resto de la simbología en las fig. 7.6 a 7.9..... | 151 |
| Figura 7.11.- Sección S-N del área de estudio sin escala que representa la etapa de Ebullición (<i>Boiling</i>) con depositación de metales base y preciosos ligado a una distintiva alteración argílica intermedia en el Sill Superior. Resto de la simbología en las fig. 7.6 a 7.10..... | 152 |
| Figura 7.12.- Sección S-N del área de estudio sin escala que representa la etapa de hidrotermalismo más tardío con la cristalización de jaspe bandeado y la veta verdosa. El cuarzo fracturado indica que el deposito cristalizó bajo sometimiento de esfuerzos durante esta etapa. Resto de la simbología en las fig. 7.6 a 7.11..... | 153 |
| Figura 7.13.- Sección S-N del área de estudio sin escala que representa la etapa de alteración Supergénica en el yacimiento con la generación principalmente de hematita, maghemita covellina e oxhidroxidos de hierro en la estructura mineralizada y sericita en los cuerpos magmáticos, principalmente en el Sill Inferior. Resto de la simbología en las fig. 7.6 a 7.12..... | 153 |

Lista de Tablas

| | |
|--|-----|
| Tabla 1a y b: Se presenta la posición de México a nivel mundial para la producción de minerales, (a) metálicos, (b) no metálicos, ambas para el 2015..... | 2 |
| Tabla 3.1: Fechamientos disponibles para los diferentes complejos intrusivos que componen el CICO..... | 50 |
| Tabla 5.2: Soluciones sólidas para los granates de la muestra SLT-05..... | 114 |
| Tabla 5.3: Soluciones sólidas para los granates de la muestra SLT-07..... | 114 |
| Tabla 5.4: Soluciones sólidas para los granates de la muestra SLG..... | 115 |
| Tabla 6.1: Datos de las IF medidas para cada una de las muestras..... | 122 |

RESUMEN

La mina abandonada Sol y Luna se ubica en La Laja (Mazapil), y forma parte del distrito minero de Concepción del Oro, Zacatecas. Estructuralmente se presenta en el anticlinal El Guangoche, ubicado en la porción SE de la Sierra de La Caja, perteneciente a la Saliente de Concepción del Oro, que a su vez forma parte del Sector Transversal de Parras de la provincia fisiográfica de la Sierra Madre Oriental.

En el área de trabajo se presenta una secuencia estratigráfica representada por rocas sedimentarias clásticas y carbonatadas del Jurásico Superior (Fms. Zuloaga y La Caja) al Cretácico Superior (Fms. Taraises, Tamaulipas Inferior y La Peña). En esta región se presentan tres cuerpos magmáticos: lacolito granodiorítico de Concepción del Oro, Sill Superior (pórfido cuarzomonzonítico) y Sill Inferior (pórfido cuarzosienítico). El lacolito, al igual que el Sill Superior, se encuentran encajonados por la Fm. Tamaulipas Inferior, en tanto que el Sill Inferior se encuentra emplazado en la Fm. Taraises. La estructura mineralizada corresponde a una morfología tipo chimenea de apariencia lenticular alargada, encajonada entre la Fm. Tamaulipas Inf. y el Sill Superior. Este último presenta contactos concordantes, imprimiendo en la estructura una apariencia híbrida. La cristalización de este cuerpo mineralizado fue favorecida por una falla normal (W-E) ubicada en la porción sur del tajío. Los cuerpos ígneos presentan un arreglo en elementos traza y REE similar, atestiguando fuentes y procesos en común. Estos tres cuerpos magmáticos han sido originados por anatexis de la corteza continental superior en un ambiente postorogénico, en etapas menguantes de la subducción en la margen del Pacífico.

La asociación mineral metálica consiste mayoritariamente de magnetita masiva acompañada por cantidades menores de hematita, pirita, calcopirita, esfalerita, tetrahedrita, sulfosales de Bi con Cu, Cu-Ag, Ag-Pb, bismuto y oro nativo, covellina, goethita, maghemita, pirolusita, malaquita y ferrihidrita. Se presentan ensambles calcosilicatados reconocidos en las Fms. Tamaulipas Inferior (granate-epidota-wollastonita), Taraises (granate-piroxeno) y en el Sill Superior (granate), así como en el cuerpo mineralizado. En este último se presenta una extensa variedad de minerales: granate, piroxeno, annita, dravita, actinolita, adularia, clorita, cuarzo, calcita, ankerita y apatito. Se reconocen alteraciones hidrotermales de alta temperatura (dravitización y actinolización) traslapadas por alteración propilítica con zonas de cloritización y ankeritización sobreimpresas por agilización (de intermedia y baja temperatura) y silicificación.

Los datos de química mineral de la mena de hierro (magnetita/hematita) y graficados en los diagramas de discriminación *Ti* y *V* vs. *Ni*, *Cr* y *Mn*, y *Ti* y *V* vs. *Ca*, *Al* y *Mn* para depósitos de hierro arrojan una firma tipo skarn. Adicionalmente los granates presentan composiciones de la serie andradita-grosularia, típica para un skarn de hierro.

Los análisis microtermométricos de inclusiones fluidas revelan: (a) una etapa de skarn progado con Th (temperatura de homogenización) entre 448 – 465°C y salinidades de 11-12.8 % NaCl, en la que cristalizaron andradita-grosularia, diópsido, wollastonita y cuarzo, (b) depositación de la mena de hierro en condiciones retrógradas, con Th entre 223 - 303°C y 7.9 – 11.2% NaCl, representada por magnetita, hematita, pirita, annita, cuarzo y calcita), (c) precipitación de metales base y preciosos bajo condiciones de ebullición a una Th de 161 – 218°C y 11.3 - 17.7 % NaCl, acompañados de dravita, actinolita, adularia, cuarzo, calcita, ankerita y filosilicatos y (d) cierre del sistema hidrotermal a una Th de ~163 °C y salinidades de ~5.7 % NaCl con la cristalización de cuarzo, calcita, ankerita, pirolusita, hectorita y jaspe.

A partir de la integración de todos los datos, el depósito Sol y Luna puede ser considerado como un skarn cálcico andradítico de hierro con una ligera componente IOCG (*iron oxide-copper-gold*), que evolucionó a un skarn polimetálico de metales base y preciosos, originado en un ambiente extensional en transición al sistema *Basin and Range*, durante el Eoceno.

ABSTRACT

The abandoned Sol y Luna mine is situated near La Laja (Mazapil), belonging to the mining district Concepcion del Oro, Zacatecas. This deposit is located in the El Guangoche anticline, in the SE portion of Sierra de La Caja, of the Concepcion del Oro Salient, which in turn forms part of the Parras Transverse Sector of the Sierra Madre Oriental physiographic province.

The area presents a stratigraphic sequence represented by clastic and carbonate sedimentary rocks from Upper Jurassic (Fms. Zuloaga and La Caja) to Upper Cretaceous (Fms. Taraises, Tamaulipas Inferior and La Peña). In the studied area three magmatic bodies are outcropping: granodioritic Concepción del Oro lacolith, porphyry quartz-monzonitic Upper Sill and porphyry quartz-syenitic Lower Sill. The lacolith as well as the Upper Sill are hosted by the Fm. Tamaulipas Inferior, while the Lower Sill is hosted in the Fm. Taraises. The mineralized structure corresponds to a chimney morphology of lenticular and elongated appearance emplaced between the Fm. Tamaulipas Inf. and the Upper Sill. The latter shows concordant contacts, giving the structure a hybrid appearance. The crystallization of this mineralized body was favored by a E-W normal fault located in the southern portion of the open pit. The igneous bodies present a geochemical arrangement in trace elements and REE, attesting sources and processes in common. These three magmatic bodies have been originated by anatexis of the upper continental crust under postorogenic conditions, during dwindling stages of subduction in the Pacific margin.

The metallic mineral association consists mainly of massive magnetite accompanied by smaller amounts of hematite, pyrite, chalcopyrite, sphalerite, tetrahedrite, sulfosalts of Bi with Cu, Cu-Ag, Ag-Pb, bismuth and native gold, covellite, goethite, maghemite, pyrolusite, malachite and ferrihydrite. Calcosilicate assemblages are recognized in the Tamaulipas Inferior (garnet-epidote-wollastonite), and Taraises (garnet-pyroxene) Formations, and Upper Sill (garnet), as well as in the mineralized body. The latter presents an extensive variety of minerals consisting of: garnet, pyroxene, annite, dravite, actinolite, adularia, chlorite, quartz, calcite, ankerite and apatite. High temperature hydrothermal alterations (dravitization and actinolization) overlapped by propylitic alteration with zones of chloritization and ankeritization overimpressed by argilization (of intermediate and low temperature) and silicification are recognized.

The mineral chemistry data on iron ore (magnetite / hematite) and plotted on the discrimination diagrams *Ti and V vs. Ni, Cr and Mn*, and *Ti and V vs. Ca, Al and Mn* for iron deposits yield a skarn type. The garnets present compositions of the andradite-grossular series, typical for iron skarns.

Microthermometric analyzes of fluid inclusions revealed: (a) a stage of prograde skarn with Th (homogenization temperature) between 448 - 465° C and salinity values of 11-12.8% NaCl, in which andradite - grossular, diopside, wollastonite and quartz crystallized (b) deposition of iron ore under retrograde conditions, with Th between 223 – 303°C and 7.9 - 11.2% NaCl, represented by magnetite, hematite, pyrite, annite, quartz and calcite, (c) precipitation of base and precious metals under boiling conditions of Th of 161 - 218° C and 11.3 - 17.7% NaCl, accompanied by dravite, actinolite, adularia, quartz, calcite, ankerite and phyllosilicates and (d) culmination

of the hydrothermal system at $T \sim 163^{\circ} \text{C}$ and salinity of $\sim 5.7\%$ NaCl with the crystallization of quartz, calcite, ankerite, pyrolusite, hectorite and jasper.

According to the integration of all the data, the Sol and Luna deposit can be considered as an iron andraditic Ca-skarn with a slight IOCG (iron oxide - copper – gold) component, which evolves to a polymetallic skarn of base and precious metals originated under extensional conditions in the Basin and Range system during the Eocene.

Capítulo I Generalidades

México se ha caracterizado por ser un país con una importante tradición minera, colocándose en posiciones privilegiadas en el *ranking* mundial de producción de minerales. De acuerdo al Servicio Geológico Mexicano (SGM, 2016), ocupa actualmente el primer lugar en la producción de plata y el tercero en bismuto, así mismo figurando dentro de los primeros diez lugares en la producción de cadmio, molibdeno, plomo, zinc, oro, selenio, manganeso y cobre (**Tabla 1a**). En tanto que, respecto a la producción de minerales no metálicos, ocupa el segundo lugar a nivel mundial como productor de fluorita, tercer lugar para celestina y wollastonita, mientras que para barita figura en la quinta posición (**Tabla 1b**).

Camprubí (2013) señala que la riqueza mineral de México es representada por una amplia variedad de depósitos hidrotermales, los cuales incluyen epitermales, pórfido, skarn de sulfuros, Mississippi Valley (MVT) y depósitos asociados, sulfuros masivos volcanogénicos (VMS), oro orogénico, sedimentario-exhalativo (SEDEX), y depósitos de óxidos de hierro-cobre-oro (IOCG), como los tipos más prominentes. Además, existen depósitos de Cu-Ni-Cr-PGE alojados en rocas ultramáficas-máficas, mineralización de elementos de las tierras raras (REE) alojados en carbonatitas, y vetas de Sn o U-Au asociados a volcanismo félsico. De acuerdo con este autor, la gran mayoría de los yacimientos en México se encuentran relacionados a los siguientes contextos: (1) el margen de placa convergente a lo largo de la costa del Pacífico y la actividad magmática resultante desde el Jurásico y (2) los procesos geoquímicos y dinámica de fluidos en las cuencas sedimentarias que son parte de la mega cuenca del Golfo de México, que además almacena los campos mexicanos de petróleo y gas.

El análisis de la metalogenia de México ha sido abordada por varios autores en escala regional (p. ej. González-Reyna, 1956; Clark et al., 1977, 1982; Clark y Damon, 1979; Damon et al., 1981; González-Partida y Torres-Rodríguez, 1988; Camprubí, 2009;), o con respecto a tipos específicos de depósitos (p. ej. Damon et al., 1980, 1983; Megaw et al., 1988; Camprubí et al., 2003; Singer et al., 2005; Camprubí y Albinson 2006-2007; Ortiz-Hernández et al., 2006; Valencia-Moreno et al., 2006-2007; González-Sánchez et al., 2007; Mortensen et al., 2008). Tradicionalmente se ha definido a las provincias y épocas metalogénicas de México con poco detalle, ligadas a las principales provincias fisiográficas (p.e. la Sierra Madre Occidental, Sierra Madre Oriental, Sierra Madre del Sur, Sierra Madre de Chiapas, Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, Mesa Central y la Península de Baja California).

Tabla 1 a y b.- Posición de México a nivel mundial para la producción de minerales, a) metálicos y b) no metálicos, ambas para el 2015. Miles de toneladas (1/). Datos tomados del SGM (2016).

| a) Posición de México en la Producción Mundial de Minerales Metálicos, 2015 (Toneladas Métricas) | | | | |
|--|--------------|--------------|-------------|----------|
| Posición | Producto | Mundial B | México A | % B/A |
| 1°. | Plata | 27,855.15 | 5,955.15 | 21.4% |
| 3°. | Bismuto | 13,154.00 | 601.00 | 4.6% |
| 5°. | Cadmio | 24,150.00 | 1,460.00 | 6.0% |
| 5°. | Molibdeno | 265,047.42 | 11,327.42 | 4.3% |
| 5°. | Plomo 1/ | 4,734.77 | 263.77 | 5.6% |
| 6°. | Zinc 1/ | 13,486.77 | 786.77 | 5.8% |
| 7°. | Oro | 3,054.76 | 134.76 | 4.4% |
| 7°. | Selenio | 2,439.00 | 99.00 | 4.1% |
| 9°. | Manganeso 1/ | 18,477.47 | 217.47 | 1.2% |
| 10°. | Cobre 1/ | 18,670.53 | 485.53 | 2.6% |

| b) Posición de México en la Producción Mundial de Minerales No Metálicos, 2015 (Miles de Toneladas) | | | | |
|---|-----------------|--------------|-------------|----------|
| Posición | Producto | Mundial B | México A | % B/A |
| 2°. | Fluorita | 5,772.57 | 624.57 | 10.8% |
| 3°. | Celestita 1/ | 331,522.00 | 79,022.00 | 23.8% |
| 3°. | Wollastonita 1/ | 553,451.00 | 57,451.00 | 10.4% |
| 5°. | Barita | 7,505.60 | 265.60 | 3.5% |
| 6°. | Sal | 271,388.03 | 9,088.03 | 3.3% |
| 7°. | Diatomita | 2,300.81 | 89.81 | 3.9% |
| 7°. | Yeso | 258,478.15 | 5,378.15 | 2.1% |
| 9°. | Grafito | 1,173.52 | 6.52 | 0.6% |
| 13°. | Fosforita | 223,279.44 | 1,929.44 | 0.9% |
| 15°. | Azufre | 69,158.53 | 858.53 | 1.2% |
| 15°. | Feldespatos | 21,309.37 | 159.37 | 0.7% |

Clark y Fitch (2009) y Camprubi (2013) propusieron intervalos de tiempo preferenciales en la historia metalogenética de la región. Los primeros señalaron seis intervalos metalogénicos: Proterozoico, Paleozoico, Permo-Triásico, Jurásico a Cretácico Temprano, Cretácico Tardío a Mioceno Temprano y Mioceno Tardío al presente. Por otro lado, Camprubí (2013) consideró que existen imprecisiones en las divisiones de épocas metalogénicas por lo que, basado en el tiempo y distribución espacial de depósitos minerales y en sus tipos dominantes usó la siguiente división: (1) Pre-Jurásico Inferior, en el sur y oeste de México, principalmente depósitos asociados con complejos ultramáficos-máficos, (2) Jurásico Medio a Cretácico Temprano en el suroeste de México,

principalmente depósitos VMS, (3) Cretácico en el suroeste de México y el margen Pacífico, principalmente depósitos asociados con complejos ultramáficos-máficos y algunos depósitos de óxidos de hierro magmático-hidrotermal, (4) Cretácico Tardío a Eoceno Temprano en el noroeste y áreas del Pacífico, predominantemente depósitos tipo pórfido, y también con depósitos de óxidos de hierro magmático-hidrotermal, y un incremento en la cantidad de skarns con el tiempo, (5) Cretácico Tardío a Eoceno Tardío en el noroeste de México, con depósitos de oro orogénico, o alrededor del Golfo de México, los cuales contienen principalmente depósitos tipo Mississippi Valley, Cu-U-Co-Zn en capas rojas, y depósitos de Mn tipo SEDEX, (6) Eoceno Temprano a Tardío en el noroeste y centro de México, principalmente depósitos de skarn y epitermales, (7) en el Oligoceno depósitos distribuidos prácticamente en todo el país principalmente de tipo epitermal, vetas de Sn y greisen (en la porción sur de la Mesa Central) y algunos skarn a lo largo de México, (8) Oligoceno más Tardío a Mioceno Temprano en el suroeste y centro de México, principalmente epitermales, y (9) Mioceno Medio al Presente, con depósitos epitermales en México continental, SEDEX alrededor del Golfo de California, y depósitos supergénico/residual o placeres a lo largo de México.

1.1 Yacimientos de Hierro

La magnetita y hematita son dos óxidos minerales comunes en rocas magmáticas, sedimentarias y metamórficas (p.e. Ramdohr, 1980;) y pueden ocurrir en concentración porcental o traza en varios tipos de depósitos (Dupuis y Beaudoin, 2011). La magnetita es la mena mineral más importante de hierro con un contenido en este elemento de 72.4 %; a menudo llega a presentar lamelas de exsolución de ulvita e ilmenita y tiene cantidades traza de V, Al y Mg (Dill, 2010).

Los depósitos minerales en donde los óxidos de hierros son abundantes, incluyen: Óxidos de Hierro-Cobre-Oro (IOCG), Apatito-Magnetita tipo Kiruna, Fe-Ti, V y en diferentes tipos de Pórfidos y Skarns. Así mismo, los óxidos de hierro también forman minerales menores o trazas en una amplia gama de depósitos de tipo: Sulfuros Masivos Magmáticos (Ni-Cu-PGE), VMS (Cu-Zn-Pb), vetas de Cu tipo Opemiska y depósitos clásticos de Pb-Zn (Dupuis y Beaudoin, 2011).

A continuación, se describen de manera general algunos de los depósitos mencionados anteriormente.

1.1.1 Skarn

El término “skarn” fue originalmente usado por mineros suecos para indicar material calco-silicatado de ganga rico en hierro y fue publicado primero por Törnebohm (1875; citado en Meinert et al., 2005). Los depósitos tipo skarn desde el punto de vista geológico y de acuerdo con Einaudi y Burt (1982) son definidos como rocas metamórficas dominadas por minerales calco-silicatados formados por reemplazamiento de litologías carbonatadas durante el metamorfismo regional o por procesos metasomáticos de contacto relacionados a intrusiones ígneas. La mayoría de los skarns presentan una mineralización metálica asociada que se considera formada por los mismos sistemas hidrotermales que generan los calco-silicatos, aunque con diferencias en el espacio y tiempo.

Esta característica añade a este tipo de rocas un interés económico importante puesto que de manera general pueden incluir concentraciones económicas de Cu, Pb, Zn, Au, Fe, W y Sn, así como importantes concentraciones de minerales industriales (wollastonita, grafito, asbesto, talco, fluorita, etc.).

Las rocas calco-silicatadas asociadas con depósitos de skarn despliegan un amplio intervalo de texturas, composiciones y orígenes, debido a que comúnmente son formados en una compleja mezcla de rocas encajonantes, que incluyen carbonatos, lutitas, volcánicas y plutónicas. En un extremo del espectro están las *corneanas*, rocas relativamente homogéneas y de grano fino formadas por recrystalización metamórfica isoquímica (excepto devolatización) de carbonatos impuros. Este término ha sido usado en un sentido descriptivo para rocas aluminosas o silíceas de grano fino alteradas metasomáticamente. En el otro extremo se encuentran los cuerpos de grano grueso de calco-silicatos en carbonatos relativamente puros, formados por la infiltración y difusión de fluidos metasomáticos cargados de componentes exóticos. Estos cuerpos son referidos como *skarn*, también conocidos como *skarn secundario*, *skarn de remplazamiento*, *skarn mineral* y *tactita*. Finalmente, el término *skarnoide* es usado para referirse a rocas ricas en granate de origen complejo o incierto, incluso involucrando alteración metasomática de carbonatos impuros (Einaudi y Burt 1982).

Una clasificación de skarn debe tener en consideración el tipo de roca y asociación mineralógica de la litología reemplazada. Los términos *exoskarn* y *endoskarn* fueron originalmente aplicados a remplazamientos de carbonatos y rocas intrusivas respectivamente, en zonas de contacto en donde la roca intrusiva fue relacionada genéticamente a los fluidos formadores del skarn. Los exoskarns han sido subdivididos por Einaudi (1982) en términos de su asociación mineral

calco-silicatada en skarns cálcicos y magnesianos. Los primeros están formados por remplazamiento de calizas, contienen minerales como granate (serie andradita-grosularia), clinopiroxeno (series de diópsido-hedenbergita), wollastonita, escapolita, epidota y magnetita. Los skarns magnesianos resultan del remplazamiento de rocas dolomíticas y son representados por minerales como: diópsido, forsterita, serpentina, magnetita, talco en ambientes pobres en sílice; y talco, tremolita-actinolita en ambientes más ricos en sílice. Los skarn sílice-pirita es un tercer tipo, los cuales se relacionan a una etapa de alteración-mineralización asociada con algunos depósitos de pórfidos.

Por otro lado, los depósitos de skarn comúnmente son clasificados en base al contenido metálico económicamente dominante que presentan, entrando en esta clasificación los skarn de: Fe, Au, W, Cu, Zn-Pb, Mo, Sn y de manera más escasa los de F, Ba, Pt, U, REE (Meinert, 1992). Meinert et al. (2000) mencionaron que los depósitos de este tipo más grandes son los skarns de hierro. Pirajno (2009) resaltó que dichos skarns son minados principalmente por su contenido de magnetita y que llegan a presentar cantidades menores de Cu, Co, Ni, y Au. El hierro es típicamente la única mena recuperable. Muchos depósitos son muy grandes (>500 millones de toneladas, >300 millones de toneladas de hierro) y consisten predominantemente de magnetita con poca presencia de ganga silicatada. Algunos depósitos contienen cantidades importantes de Cu y son transicionales a skarns de Cu más típicos.

Meinert et al. (2000) distinguieron skarns de hierro cálcicos y magnesianos. Los skarns de Fe-cálcicos tienden a ocurrir en arcos de isla oceánicos y están asociados con plutones ricos en hierro intrusionados en caliza y rocas volcánicas. Son encontrados en terrenos de arcos de isla (p. ej. los Urales, Filipinas, Japón, Cuba y el norte de la Cordillera). Los intrusivos son generalmente dioríticos, pero también incluyen gabro y sienita. En algunos depósitos, la cantidad de endoskarn puede exceder al exoskarn. La mineralogía del skarn progrado consiste predominantemente de piroxeno, magnetita, granate, epidota y actinolita; todos siendo ricos en hierro mientras que el ensamble retrógrado es dominado por anfíbol, clorita e ilvita. La magnetita es la mena principal y puede ser acompañada por cantidades variantes de calcopirita, cobalita y pirrotita. La alteración de rocas ígneas es común con alta ocurrencia de albita, ortoclasa y vetas-remplazamientos de escapolita. En contraste, los skarn magnesianos de hierro están asociados con diversos plutones (principalmente granodioríticos) formando pequeños stocks, diques, brechas y sills, en una variedad de ambientes tectónicos; la característica principal es que se forman en rocas encajonantes dolomíticas.

Einaudi et al., (1981) mencionaron que los plutones son típicos de cinturones orogénicos de estilo Cordillerano.

Los fluidos hidrotermales de skarns magnesianos pueden precipitar fases minerales que contengan Sn y B (Einaudi et al., 1981). Los boratos están presentes en la zona interior progradada de magnetita-flogopita, en las cuales el Sn ocurre en magnetita o minerales de B. Sin embargo, el contenido de Sn disminuye con el tiempo conforme el fluido se vuelve más rico en Fe.

1.1.2 Óxidos de Hierro-Cobre-Oro (IOCG)

Tal y como es referido en Tritlla et al. (2002), el descubrimiento de estos depósitos se remonta a los 70's por el hallazgo de un yacimiento de clase mundial en Olympic Dam (Australia), provocando un fuerte incremento en el interés sobre los depósitos de óxidos de Fe. Esto debido a las características tan inusuales que presenta dicho cuerpo mineralizado, como son la presencia de sulfuros de Cu y Fe junto con uraninita diseminados en una brecha hematítica.

De acuerdo a estos mismo autores, la profundización en el conocimiento de este tipo de yacimientos, ha llevado a la propuesta de tres miembros extremos dentro de esta nueva tipología: 1) Tipo Olympic Dam, caracterizado por brechas hematíticas con contenidos importantes de Cu, U y Au; 2) tipo Kiruna (Suecia), caracterizado por depósitos de magnetita (pobre en Ti)-apatito, con cantidades subordinadas de Cu y Au; y (3) tipo Bayan Obo (Mongolia Exterior, China) con grandes acumulaciones de REE y Nb.

Sobre la base de estos tres depósitos y su comparación con otros similares, se han propuesto las siguientes características generales para su identificación (Hitzam et al., 1992; Gow et al., 1994; Fooses y Grauch, 1995) y que han sido enlistadas por Tritlla et al. (2002):

- 1)** Edades muy variadas que van desde el Proterozoico inferior hasta el Cenozoico, aunque la mayoría, especialmente los de mayor tonelaje, son del Proterozoico Inferior-Medio (1.1 a 1.8 Ga).
- 2)** Están localizados en áreas que fueron márgenes continentales o cratónicos durante el Proterozoico y, en muchas ocasiones, están espacial y temporalmente asociados con fenómenos de tectónica extensional. Los depósitos fanerozoicos aparecen primariamente ligados a ambientes de arco continental, así como a áreas de extensión tras-arco.
- 3)** Las rocas encajonantes pueden ser tanto ígneas como sedimentarias indistintamente, aunque muchos depósitos aparecen en rocas ígneas silíceas o intermedias de tipo anarogénico. En todos

los depósitos estudiados hasta la fecha no se ha encontrado una relación directa entre estos y actividad ígnea alguna.

4) La morfología de los cuerpos mineralizados es extremadamente variable, desde cuerpos masivos de Fe concordantes con la estratificación a filones y brechas fuertemente discordantes que cortan las estructuras regionales y, en algunos casos, los cuerpos mineralizados concordantes formados con anterioridad.

5) Estos sistemas pueden llegar a tener dimensiones verticales de más de 3 a 5 km, por lo que la presencia en el afloramiento de todos los estadios mineralizados es fuertemente dependiente del nivel de erosión.

6) Tanto la distribución de los depósitos, como su mineralogía y textura están fuertemente controlados por el quimismo de la roca encajonante, cambios en la presión y temperatura, y el control en la fugacidad de oxígeno en relación con la profundidad de formación del depósito.

7) La mineralogía está dominada por óxidos de hierro, tanto hematita como magnetita pobre en Ti (<0.1%), esta última típicamente asociada con apatito. La magnetita siempre aparece en los niveles más profundos mientras que la hematita se sitúa en los niveles más someros, denotando cambios substanciales en la fO_2 en función del nivel estructural. Suelen contener minerales de B, F, P y carbonatos a veces muy abundantes, así como sulfuros sencillos de Cu (calcopirita, bornita, covellina, calcosina).

8) Contienen cantidades anómalas a potencialmente explotables de REE, tanto contenidos en el apatito como bajo la forma de minerales de tierras raras.

9) Las rocas encajonantes están fuertemente alteradas. La tipología de la alteración depende del tipo de roca encajonante y de la profundidad de formación. La trayectoria general es de alteración sódica en los niveles inferiores, potásica en la intermedia y sericítica a silícica en los niveles superiores. Además, las rocas regionalmente pueden presentar un intenso metasomatismo de Fe.

10) Los datos geoquímicos sugieren que las partes más profundas de estos depósitos se han formado a partir de fluidos calientes (400 a > 600°C) y de posible origen magmático ($\delta^{18}O \sim +8\%$); los depósitos formados a menor profundidad presentan temperaturas inferiores (200-400°C) con evidencias de mezcla de aguas magmáticas y meteóricas ($\delta^{18}O \sim +1\%$).

11) El volumen de los depósitos proterozoicos es por lo general un orden de magnitud superior al que presentan los depósitos fanerozoicos.

Philpots (1967), con base en la presencia de rocas de magnetita-apatito en muchos depósitos de esta clase y junto con su afinidad textural y mineralógica, propuso un origen ortomagmático para este tipo de yacimientos. Además sustentó su modelo con experimentos en los que se demuestra que la abundancia de fósforo ayuda a segregar y fluidificar un magma rico en Fe.

Algunas de las características para este tipo de depósitos, llegan a ser similares a las que presentan otros tipos de yacimientos, como lo son los de tipo skarn de hierro. Tal es el caso del depósito Peña Colorada (Colima, México). Zücher (1994) y Zücher et al. (2001) interpretaron a este como de tipo skarn “clásico”, sin embargo, autores como Tritlla et al. (2002), Corona-Esquivel et al., (2007), y Camprubí y González-Partida (2015) lo consideraron como IOCG.

1.1.3 Yacimientos Tipo Kiruna

Son formaciones inusuales restringidas tanto en tiempo y espacio. La mayoría (siendo los más grandes) son encontrados en Suecia en rocas del Precámbrico Medio. La mena de estos depósitos consiste de magnetita y en menor cantidad hematita. La ocurrencia de apatito es característico de estos yacimientos, así como otros minerales ganga (actinolita, ocasionalmente diópsido o calcita) ocurren en cantidades pequeñas (Frietsch, 1978). Un ejemplo en México ha sido propuesto por García-Lozano (2012), El Volcán, Sonora con una asociación de magnetita-apatito, con escasos sulfuros alojados en rocas volcánicas y un contexto de *Basin and Range*.

1.1.4 Yacimientos Tipo Pórfido

Estos depósitos son caracterizados por grados bajos de mineralización de Cu, Au y/o Mo desarrollados dentro y alrededor complejos intrusivos porfiríticos. Se encuentran asociados a arcos continentales y oceánicos del Terciario y Cuaternario, notablemente alrededor del Anillo del Pacífico, pero también han sido descubiertos en cinturones plegados antiguos. Las estructuras en stockworks y brechas hidrotermales son comunes, así como zonas amplias y distintivas de alteración hidrotermal (Cooke et al., 2005).

1.1.5 Formación de Hierro Bandeado (BIF)

Las Formaciones de Hierro Bandeado, ocurren en el registro geológico precámbrico formando parte de cratones arqueanos y van de 3.5 hasta 2.5 Ga. Desaparecen del registro

geológico de 1.8 Ga., para reaparecer entre 0.8 y 0.6 Ga. Las secuencias estratigráficas en las cuales ocurren los BIF son altamente variables, la mayoría de las formaciones son parte de cinturones de esquistos verdes. La mayoría de las formaciones muestran laminación y/o microbandas compuestas mineralógicamente de: sílex, magnetita, hematita, carbonatos (siderita y miembros de la serie dolomita-ankerita), greenalita, stilomelano y riebeckita y localmente pirita (Klein, 2005).

1.1.6 Depósitos Fe-Ti, V

Los mayores depósitos de titanio del mundo se encuentran asociadas a complejos anortosíticos donde el principal tipo de mineralización son los óxidos de Fe-Ti (Villanova et al., 2009; Charlier et al., 2008). Las nelsonitas constituyen una fuente importante de Ti y pueden presentar enriquecimientos de V (Darling y Florence, 1995). Casas-García et al. (2014) señalaron que en el Anticlinorio Huizachal-Peregrina se aloja un yacimiento de esta tipología en el Complejo Gneis Novillo.

1.1.7 Yacimientos tipo Opemiska

Este tipo de depósitos son aquellos que presentan similitudes con los descritos en la mina de Opemiska, a 45 km. al oeste de Chibougamau, Quebec, los cuales consisten de vetas de cuarzo con calcopirita. Presentan cantidades importantes de Cu, Au y Ag, de igual forma llegan a presentar cantidades importantes de Mo, W y localmente Zn y Ni (McMillan, 1972).

1.2 Génesis de depósitos tipo Skarn

De acuerdo con Pirajno (2009), la génesis de skarn esencialmente involucra metamorfismo de contacto isoquímico y metasomatismo (skarn prógrado), debido a la transferencia de calor, fluidos y metales desde un cuerpo plutónico enfriándose a los alrededores de la roca encajonante. Los sistemas de alteración de skarn típicamente están zonados en respuesta a las variaciones de temperatura y evolución del fluido hacia fuera desde el plutón. Esta zonación empieza del endoskarn en la intrusión a exoskarn proximal y distal que se desarrolla en la roca encajonante. Generalmente las rocas carbonatadas en y los alrededores de los contactos de la intrusión, son metamorfizados a mármol o calco-silicatos, en el caso de carbonatos impuros (**Figura 1.1**).

Los skarn proximales o prógrados están caracterizados por varias combinaciones y abundancias volumétricas de granate (grosularia-andradita), piroxeno, vesuvianita, wollastonita y rodonita (Pirajno, 2009). Las etapas retrógradas de alteración ocurren hacia las etapas finales de enfriamiento, resultando en actividad hidrotermal más intensa, mezcla local con aguas meteóricas

y precipitación de sulfuros y óxidos, especialmente más cerca de los contactos del plutón, y la sobreimpresión de ensambles prógrados.

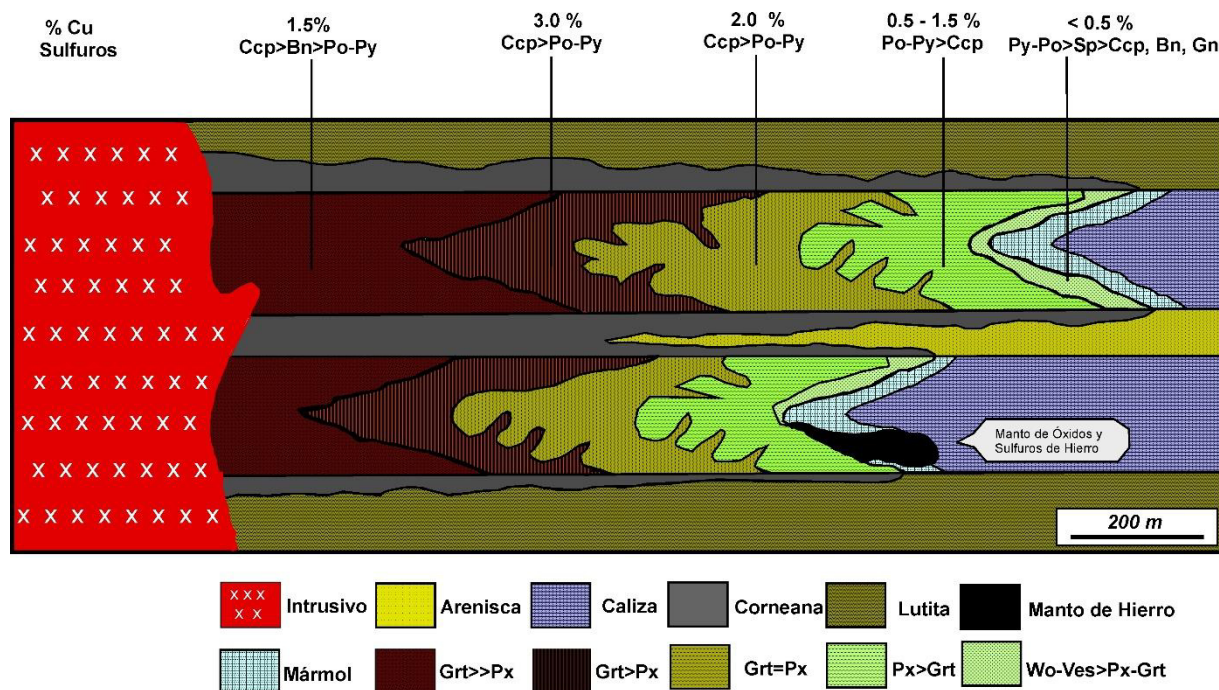


Figura 1.1.- Zonamiento presente en un yacimiento tipo skarn de Cu, la tonalidad presente en las zonas con granates indica la coloración del mismo. Se presentan las leyes de Cu (%). Modificado de Meinert (1992). Abreviaturas; **Grt**: granate, **Px**: piroxeno, **Wo**: wollastonita, **Ves**: vesuvianita, **Ccp**: calcopirita, **Bn**: bornita, **Po**: pirrotita, **Py**: pirita, **Sp**: esfalerita, **Gn**: galena.

Los ensambles minerales de skarns retrógrados típicamente incluyen fases hidratadas, como; anfíbol, biotita, epidota y clorita. Aunque como fue indicado por Meinert et al (2005), la presencia de minerales hidratados no necesariamente implica procesos retrógrados. Los minerales retrógrados reflejan decremento de temperatura y salinidad de los fluidos, conduciendo a una tendencia de anfíbol -> epidota -> biotita -> muscovita-clorita -> sulfuros -> carbonatos (más fluorita, scheelita, powellita).

Smirnov (1976) explicó los mecanismos de génesis de skarn por el modelo de infiltración-difusión, el cual fue refinado por Einaudi et al. (1981) bajo el nombre de difusión bimetasomática. Estos últimos también mencionaron otros procesos para el desarrollo de skarns. Einaudi y Burt (1982), consideraron la infiltración como el mecanismo principal en la génesis de skarn. Sin embargo, todo se refiere a transferencia o intercambio a gran escala de componentes durante regímenes de alta temperatura. La teoría de infiltración-difusión, sostiene que los skarns resultan de un sistema con química no balanceada, desarrollado en soluciones acuosas calientes que

impregnan tanto a las rocas intrusivas como a las litologías carbonatadas en ambos lados del contacto (Newberry 1991). Esto conduce a la formación de endo-exo skarn, mencionados anteriormente.

Los elementos son disueltos de ambos lados y la solución tiende a homogenizarse por difusión de áreas de alta concentración a áreas de baja concentración. Las reacciones de intercambio toman lugar a lo largo de estos frentes de difusión entre las soluciones y las litologías encajonantes. Debido a las movilidades variantes de los elementos involucrados, sus concentraciones en la solución migran hacia el frente de difusión a diferentes velocidades, generando un zonamiento bien desarrollado y paragénesis mineral distinta Pirajno (2009).

Simirnov (1976) consideró cuatro grupos de componentes y elementos, en orden de decremento de movilidad, son; (1) H₂O y CO₂; (2) S, Cl, K, Na; (3) O, Si, Ca, Mg, Fe; (4) P, W, Al. Además, distinguió tres etapas de temperatura; (1) una etapa de temperatura alta con piroxeno + granate y piroxeno + epidota; (2) una etapa de temperatura intermedia, con dos sub-etapas, una caracterizada por epidota + actinolita, y otra con epidota + clorita; (3) una etapa de temperatura baja que subdividió en seis sub-etapas con prehnita, pumpellita, calcita + albita, calcita + cuarzo + sericita + clorita, calcita + cuarzo + sericita + dolomita y zeolita. En la **Figura 1.2** se describe una secuencia de eventos de génesis de skarn en sistemas relacionados a pórfidos (Pirajno, 2009) el cual definió, primeramente, la intrusión de un plutón que resulta en el metamorfismo de contacto de la roca carbonatada encajonante. Esta etapa involucra reacciones de decarbonatación y deshidratación para formar skarns de diópsido y wollastonita, el tiempo de esta etapa correspondería con la cristalización de los márgenes del plutón, el rango de temperatura es de 900 a 500°C. Los fluidos, los cuales son liberados de la intrusión parcialmente solidificada, se infiltran en y a lo largo de fracturas del plutón y la roca encajonante; esta es la etapa de alteración potásica y mineralización de calcopirita diseminada en las rocas plutónicas. Corresponde también al movimiento de los fluidos hacia las discontinuidades estructurales de la roca encajonante (fracturas, contactos, horizontes permeables) para formar facies de skarn temprano consistiendo de andradita, magnetita y sulfuros, el intervalo de temperatura es de aproximadamente 600-400°C.

La siguiente fase es una de deposición de mena en el desarrollo de skarn: andradita es remplazada por magnetita, cuarzo, pirita y calcita; mientras diópsido es remplazado por actinolita, calcita y cuarzo con algo de calcopirita. Esta corresponde a las etapas finales de alteración potásica

y el comienzo de la alteración cuarzo-sericita-pirita en el plutón con mineralización de $\text{Cu} \pm \text{Mo}$, el rango de temperaturas es de 300-500°C (Pirajno, 2009).

La etapa final (alteración retrograda) involucra la destrucción de los ensambles de skarn y está caracterizada por la deposición de minerales arcillosos (caolinita, montmorillonita, nontronita), clorita, calcita, cuarzo, hematita, pirita o localmente sílice-pirita. La mineralización consiste principalmente de pirita, esfalerita, galena y tennantita. Estos sulfuros tienden a formar vetas. Esta etapa de destrucción del skarn o alteración retrógrada coincide con las fases tardías de alteración cuarzo-sericita-pirita y alteración argílica de la intrusión porfírica, dominada por la incursión de aguas meteóricas en el sistema.

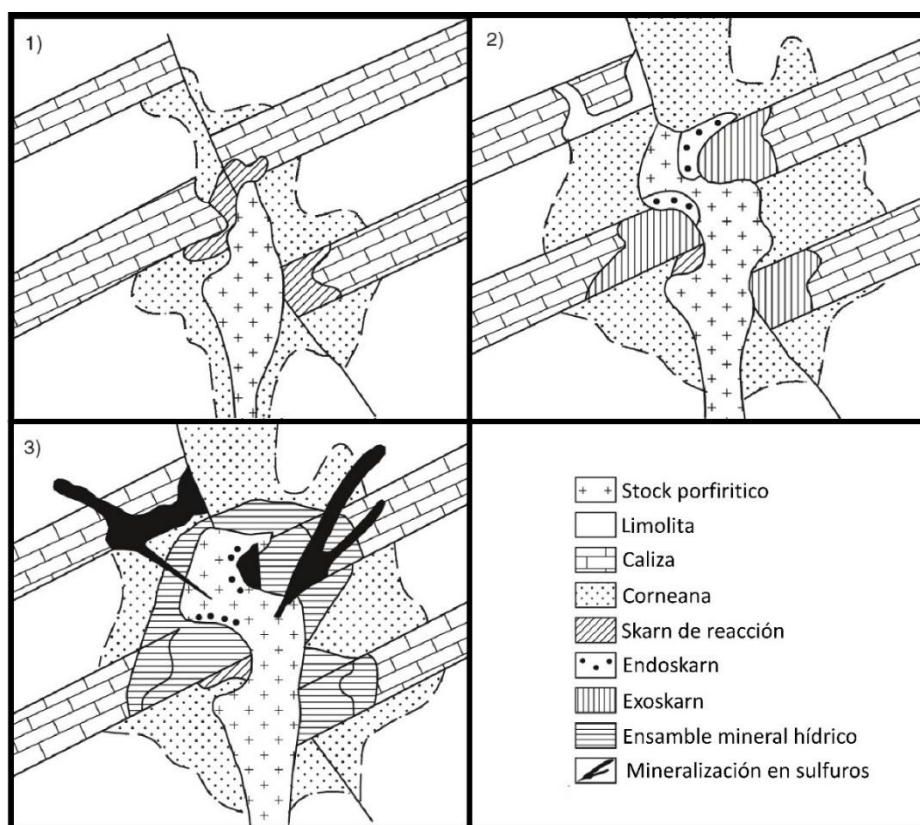


Figura 1.2 - Etapas de formación de skarn; (1) etapa isoquímica con hornfels desarrollándose en unidades no carbonatadas y el comienzo de skarns de reacción en rocas carbonatadas; (2) esta es la etapa metasomática con desarrollo extenso de exo y endoskarn; (3) etapa retrógrada que tiende a destruir los skarns temprano y es dominada por minerales hidratados y sulfuros. Tomado de Pirajno (2009).

Los skarns ocurren en la mayoría de los ambientes tectónicos en donde ocurre magmatismo y desarrollo de litologías carbonatadas (Einaudi et al. 1981; Meinert et al. 2005). Meinert (1992) y Meinert et al. (2005) consideraron cuatro escenarios tectónicos principales: (1) subducción oceánica de alto ángulo; (2) subducción transicional de bajo ángulo; (3) subducción continental y (4) rifting continental.

De acuerdo con Pirajno (2009) los ambientes de subducción oceánica de alto ángulo tienden a producir skarns de Fe, Cu y Au asociados con plutones dioríticos y granodioríticos; la subducción transicional de bajo ángulo puede ser el ambiente para skarns de Mo, W-Mo asociados con plutones monzoníticos y graníticos; la subducción continental es el ambiente tectónico para la mayoría de los skarns, incluyendo Pb-Zn, Cu, Au, W, Mo generalmente asociados con plutones granodioríticos y graníticos. Finalmente, el rifting continental asociado con plumas del manto o flujo astenosférico resulta en el emplazamiento de plutones graníticos y skarns de Sn-W (Figura 1.3).

La profundidad de la formación de los skarn es importante en términos de tamaño, geometría y alteración (Meinert et al. 2005). Los skarns profundos tienden a ser más pequeños y con una geometría vertical en comparación con los someros. En profundidades de >12km la temperatura ambiente de la roca es ~400°C, por lo tanto, reduciendo la reactividad de la roca encajonante.

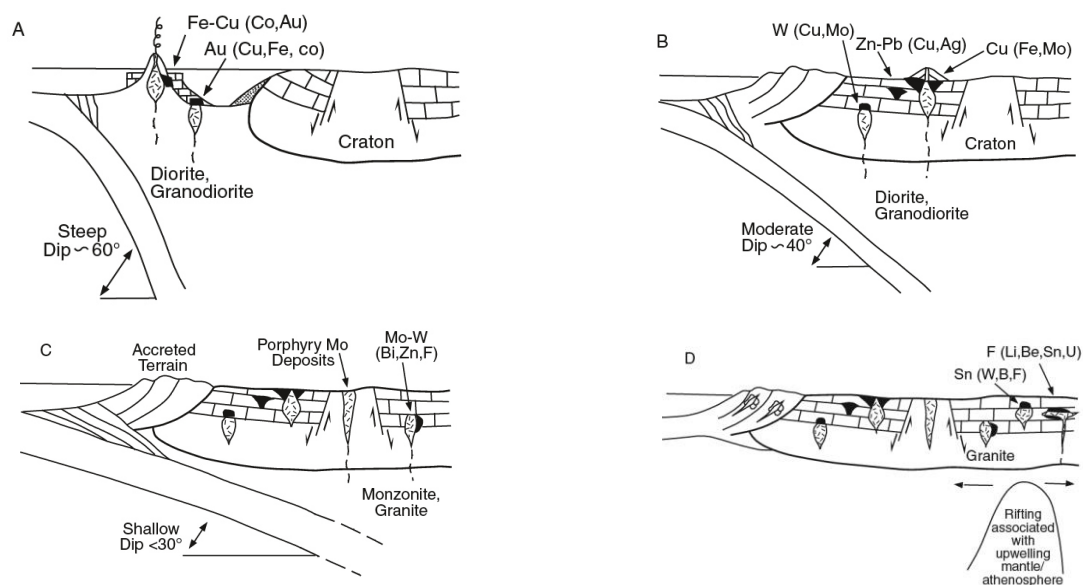


Figura 1.3.- Ambientes tectónicos de sistemas de skarn y ambientes de depositación de carbonatos: (A) arco de isla oceánico y depósitos carbonatados asociados; (B) y (C) margen de arco continental con depósitos carbonatados presentes en los márgenes del cratón; con ángulo moderado ~40° y ángulo somero ~30°, respectivamente, (D) ambiente de rift continental e intrusión granítica, asociado con una pluma del manto (Pirajno, 2009).

Einaudi y Burt (1982) reportaron una relación sistemática que es observada entre la composición de los piroxenos-granates y los tipos de skarn, el zoneamiento interno y diversas generaciones de estas fases minerales son una función del cambio de las condiciones físico-químicas de los fluidos, por esta razón el análisis de microsonda electrónica de granates y piroxenos es importante para establecer la naturaleza y tipo de skarn. Los diagramas ternarios de la distribución composicional de granates y piroxenos (*espesartina-grosularia-andradita* y *johansenita-diópsido-hedenbergita* respectivamente) pueden ser usados para caracterizar la clase de skarn (Einaudi,

1982; Pirajno, 2009; y Meinert, 1992). Un incremento en hedenbergita y johannsenita y un decremento en diópsido es exhibido a través de la secuencia de depósito Cu -> Fe -> W -> Zn-Pb y un incremento en grosularia y espesartina + almandino y un decremento en andradita del contenido de granates es exhibido a través de la secuencia de depósito Cu -> Fe -> Zn-Pb -> W.

Aunque los skarns no pueden ser caracterizados únicamente por sus composiciones de granate o piroxeno, el examen de ambos, arroja una firma relativamente única que sirve no sólo para la clasificación de skarns, sino también da una idea clara sobre el ambiente de formación (Einaudi 1982).

1.3 Geoquímica de Menas de Hierro

La magnetita (Fe_3O_4) es uno de los óxidos minerales más abundantes en la corteza continental y ha sido reconocida desde principios del siglo XX como un importante indicador petrogenético y guía de exploración mineral (*mineral pathfinder*, Nadoll et al., 2014). Dentro de la caracterización de yacimientos minerales, la geoquímica de minerales de óxidos de hierro es una herramienta poderosa para lograr una discriminación idónea entre diferentes tipos de depósitos minerales:

(a)Carew (2004) a través de la Espectrometría de Masas de Ablación Laser con Plasma Acoplado Inductivamente (LA-ICP-MS), midió elementos traza en magnetita, hematita y calcopirita en depósitos IOCG del distrito Cloncurry en Australia, encontrando que para magnetita los elementos como Ti, Si, Al, Mg, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Sn y Pb comúnmente se presentar arriba del límite de detección (0.1-1ppm). Por el contrario, As, Zr, Y, U, Hf, La, Ce, Bi, Sb, In, Mo, W y Sn se presentan bajo el límite de detección. En comparación en la hematita, elementos como Ti, Si, Mg, Al, Co, Ni, As, Sn, Sb, Zr, V, Mn, W, Sc, Ga y Nb fueron detectados, en tanto que La, Mo, Ce, In, Hf, Bi, Pb, U y Cu presentan concentraciones bajo el límite de detección.

(b)Nadoll et al. (2009) midieron elementos traza en magnetitas de depósitos minerales hidrotermales, así como sus rocas encajonantes, en el Supergrupo del Cinturón Proterozoico del Occidente de Montana y norte de Idaho (EUA) usando tanto LA-ICP-MS y Microsonda Electrónica, concluyendo que la geoquímica de magnetita puede ser un discriminador útil para cuerpos minerales hidrotermales.

(c) Dupuis y Beaudoin (2011) a través del estudio de una amplia variedad de depósitos minerales tales como: IOCG, tipo Kiruna, BIF, Pórfidos de Cu, Pórfidos Arcaicos, Skarn, Ni-Cu, VMS, Vetas de Cu tipo Opemiska, Cr, Pb-Zn clásticos, Fe-Ti y V, proponen usaron una serie de diagramas discriminantes que pueden ser utilizados para identificar en base al par magnetita-hematita un tipo de depósito mineral. Con base en los análisis, encuentran que elementos como K, Ca, Al, Si, Ti, Mg, Mn, Cr, V, Cu, Zn y Ni presentan concentraciones comúnmente por encima del límite de detección mínimo (20-30 ppm). Así mismo, concluyen que la EMPA es un instrumento ampliamente disponible que permite análisis rápidos, eficientes y de bajo costo para óxidos de hierro en exploración mineral. Las concentraciones de Ti y V en minerales de óxidos de hierro despliegan variaciones fuertes relacionadas a los diferentes tipos de depósitos. La suma $Ti + V$, es por lo tanto útil a la hora de discriminar depósitos minerales. Se utiliza ya sea en combinación con $Ni / (Cr + Mn)$ o con $Ca + Al + Mn$. A continuación, se presentan dos de los diferentes diagramas discriminantes para óxidos de hierro (magnetita-hematita) propuestos por estos Dupuis y Beaudoin (2011):

1) Diagrama $Ni / (Cr + Mn)$ vs. $Ti + V$: Los campos para IOCG, tipo Kiruna, pórfidos de Cu y Fe-Ti, V están bien definidos (**Figura 1.4**). Los minerales de óxidos de hierro de skarn generalmente tienen concentraciones bajas de $Ti + V$, pero despliegan relaciones variables de $Ni / (Cr + Mn)$.

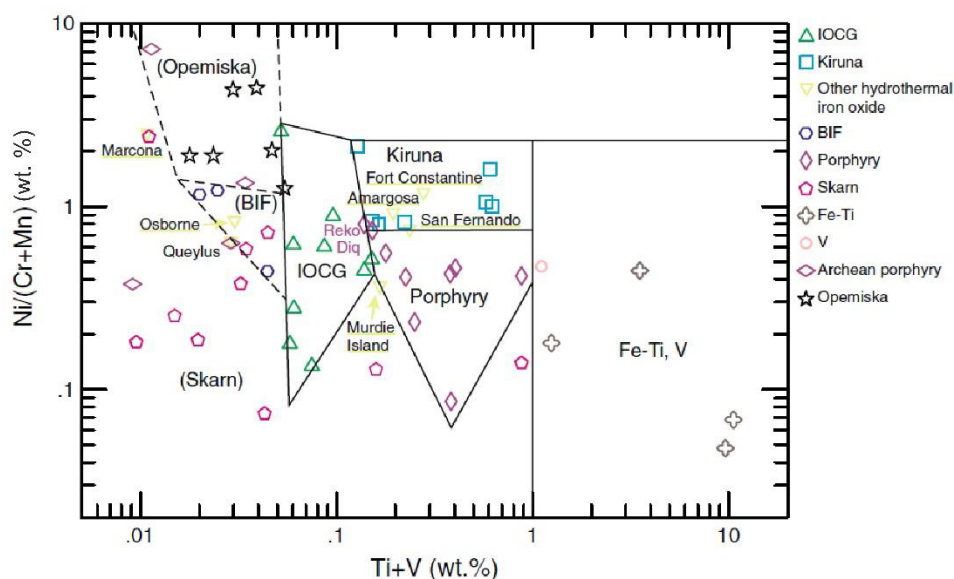


Figura 1.4. – Diagrama discriminante para composiciones promedio de óxidos de hierro de depósitos Kiruna, IOCG, Pórfido de Cu, Fe-Ti, V, BIF, Opemiska y Skarn. Simbología especificada a la derecha del diagrama. Nombre de algunos depósitos se señalan en el diagrama. Tomado de Dupuis y Beaudoin (2011).

2) Diagrama Ca + Al + Mn vs. Ti + V: Este diagrama es útil para distinguir depósitos de tipo skarn, IOCG, tipo Kiruna, pórfido de Cu y Fe-Ti, V (**Figura 1.5**).

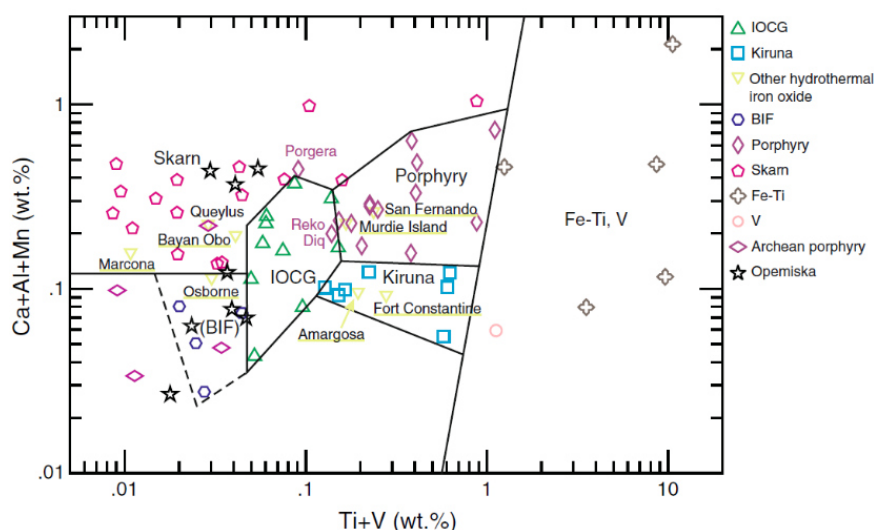


Figura 1.5. – Diagrama discriminante para composiciones promedio de óxidos de hierro de depósitos Kiruna, IOCG, pórfido de Cu, skarn, Fe-Ti, V y BIF. Simbología especificada a la derecha del diagrama. Nombre de algunos depósitos se señalan en el diagrama. Tomado de Dupuis y Beau doin (2011).

Los minerales de óxidos de hierro de yacimientos tipo BIF se agrupan en un *cluster* de valores bajos de Ti + V y Ca + Al + Mn, una característica también compartida por algunos depósitos de vetas de Cu tipo Opemiska y pórfidos Arcaicos. Por lo tanto, es necesaria una combinación entre ambos diagramas para discriminar de una manera más confiable óxidos de hierro de depósitos BIF de aquellos de skarn, Opemiska y Pórfidos.

1.4 Cinturones de Hierro en México

A partir de los trabajos de Flores-Reyes (1950), Tritlla et al. (2003), Corona-Esquivel et al. (2003 y 2007), los depósitos de hierro en México se distribuyen según tres cinturones mineralizados principalmente (ver Fig. 1.6) : (1) El Cinturón de Hierro del NE de México, con una supuesta edad Cenozoica y el cual es comprendido por los depósitos La Perla, Chihuahua (Van Allen, 1978), Cerro de Mercado, Durango (Lyons, 1988) y Hércules, Coahuila (Velasco-Hernández, 1964), (2) El Cinturón de Hierro del SW de México, el cual es paralelo al margen del Pacífico y que incluye a los depósitos El Águila, El Encino, Cerro Náhuatl y Peña Colorada (Corona-Esquivel et al., 2007). Se conforma en gran parte por depósitos tipo IOCG, los cuales llegan a presentarse en el estado de Baja California Norte, con una edad mesozoica y (3) Cinturón de hierro del NW, el cual incluye un amplio número de depósitos presentes en los estados de Sonora, Chihuahua, Coahuila, Sinaloa y Durango.

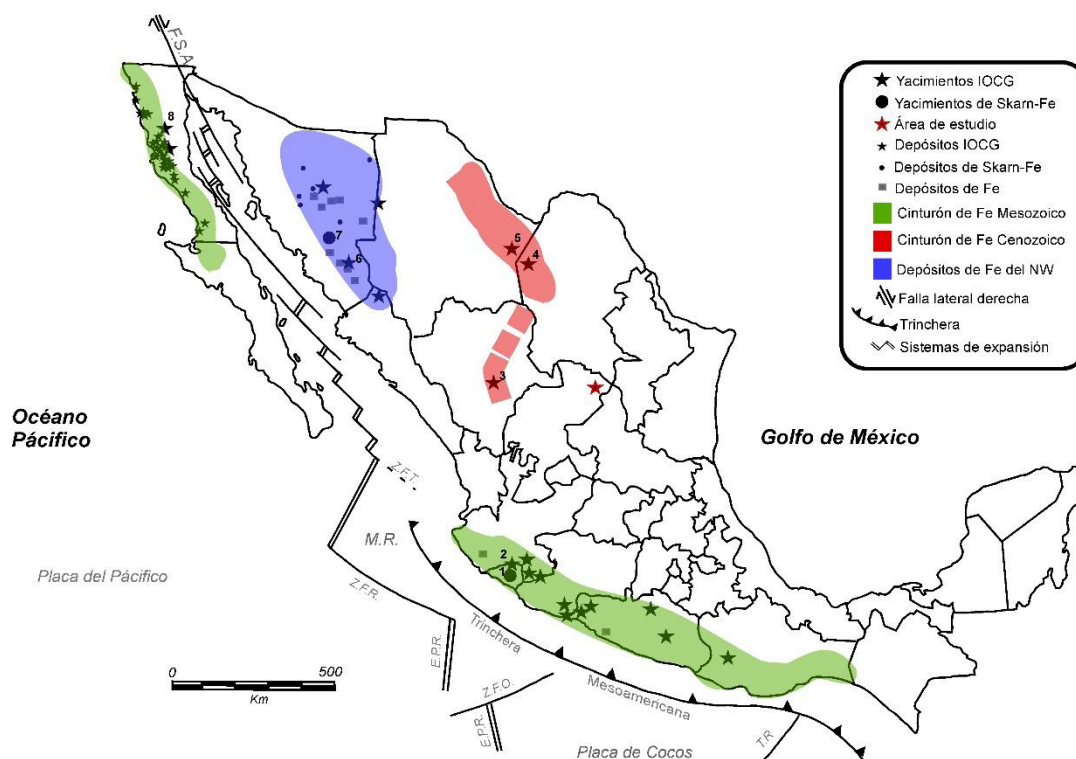


Figura 1.6. - Mapa mostrando la ubicación de los diferentes Cinturones de Hierro. Abreviaturas; F.S.A.; Falla de San Andres, Z.F.T.; Zona de Falla Tamayo, M.R.; Microplaca Rivera, Z.F.R.; Zona de Falla Rivera, E.P.R.; Rise del Este del Pacifico, Z.F.O.; Zona de falla Orozco y T.R.; Tehuantepec Ridge. Los numero indican yacimientos sobresalientes, 1: Cerro Nahuatl, 2: Peña Colorada, 3: Cerro de Mercado, 4: Hercules, 5: La Perla, 6: El Volcán, 7: El Garabato y 8: Sauzalito. Modificado de Clark et al., (1982) y complementado de los trabajos de Flores-Reyes (1950), Tritlla et al. (2003), Corona-Esquivel et al. (2003, 2007), Camprubí y González-Partida (2015).

1.5 Skarns Mexicanos

En México existen numerosos yacimientos que fueron descritos en un inicio como de reemplazamiento metasomático (Prescott, 1926; Flores-Reyes, 1950; González-Reyna, 1956), pero que ahora se reconocen como de tipo skarn (Megaw et al., 1988; Canet et al., 2009a). Muchos de ellos son depósitos polimetálicos de clase mundial, puesto que exceden los 10 Mt de mineral, entre producción y reservas, con leyes de 8–350 g/t de Ag y >10% de Pb+Zn+Cu.

Dentro de los yacimientos tipo skarn emblemáticos de México se encuentran: **1) El Distrito minero San Martín**; ubicado al NW de Zacatecas, se compone de depósitos de skarn de Zn-Pb-Cu (Ag±Au) y epitermales ricos en Ag. Solía ser considerado el depósito más grande de su tipo en México hasta el descubrimiento de Peñasquito (Camprubí et al., 2015). **2) Depósito Peñasquito**; se localiza en el municipio de Mazapil, Zacatecas y es considerado el mayor productor de Au de México, además, produce Ag-Pb-Zn y **3) Lázaro Cárdenas**; ubicado ~20 km al W de la ciudad de Zacatecas, es un yacimiento polimetálico (Zn-Cu-Pb-Ag) tipo skarn de Zinc distal (Canet et al., 2009a, 2009b)

Los skarn se encuentran de manera general íntimamente relacionados a magmatismo. Este fenómeno, ha jugado un papel clave no solo en la generación de importantes yacimientos minerales, sino también en el desarrollo geológico de México. Los sistemas de subducción junto con la acreción de terrenos, han sido los mecanismos principales para el crecimiento de la Corteza Continental (Campa y Coney, 1983). El magmatismo se ha relacionado principalmente con el margen continental activo del occidente de México, en actividad al menos desde el Pérmico. Sin embargo, se han presentado algunos hiatus. Con base en las características petrogenéticas, tradicionalmente se suele referir a diferentes Provincias Magmáticas: Sierra Madre Occidental, Sierra Madre del Sur, Cinturón Volcánico Mexicano, Provincia Extensional del Golfo de California y la Provincia Alcalina Oriental Mexicana. Existen, sin embargo, cuerpos magmáticos que no se pueden asociar a ninguna de las Provincias Magmáticas mencionadas anteriormente. Tal es el caso del grupo de complejos intrusivos que ocurren en la porción NE del estado de Zacatecas, debido a que se encuentran entre el SE del Sector Transversal de Parras y el flanco SW de la Saliente de Monterrey, de la SMOr, emplazados principalmente en núcleos de anticlinales y a lo largo de fallas de cabalgadura, generados durante la deformación regional del Cretácico Tardío (Delgado-García y Morales-Acosta, 2010, Gómez-Alejandro y González-Aguilar, 2010; Lozano-Serna, 2010). Este grupo de complejos está compuesto por una serie de intrusivos que afloran entre Melchor Ocampo, Zacatecas, y el extremo occidental de Galeana, Nuevo León, y presentan una tendencia regional E-W. Estos han sido agrupados y nombrados colectivamente por Chávez-Cabello et al. (2007) como Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro (CICO). Estructuralmente el CICO se encuentra limitado por la Falla de San Tiburcio al Oeste y el Sistema de Fallas Taxco San Miguel de Allende (SFTSMA) al Este, formando parte de la porción Este del Alineamiento Torreón-Monterrey (Balderas-Toral, 2006).

Se han reconocido varios Distrito Mineros en el CICO, siendo el de Concepción del Oro uno de los más importantes en cuanto a historia minera, calidad y cantidad de sus productos. De acuerdo con Rogers et al. (1956), el distrito Concepción del Oro comprende un área aproximada de 1,300 km² en el norte de Zacatecas y sur de Coahuila, México. De acuerdo a Buseck (1962), el mencionado distrito es uno de los más antiguos de México; anterior a los españoles del siglo XVI, los nativos habían minado los depósitos. La región fue famosa primero por las minas de plata cerca de Mazapil, 14 km al oeste de Concepción del Oro. Las minas cercanas a Concepción del Oro interesaron a los españoles por su oro; el nombre del pueblo viene precisamente de una mina la cual según se ha documentado, presentaba leyes de 400 gr/ton de oro.

Buseck (1962) denominó a los yacimientos del Distrito Minero de Concepción del Oro como metasomático de contacto, generados por la intrusión de un stock granodiorítico principal que lleva este mismo nombre. Los principales metales de extracción para este distrito son el Cu, Fe, Pb, y Zn, ocurriendo en varios cuerpos minerales. Si bien es cierto que en esta zona se ha generado una buena cantidad de estudios geológicos en cuanto a estratigrafía, análisis estructural, patogénesis ígnea y de yacimientos minerales, estos últimos no han sido abordados de una manera particular. Es decir, los trabajos en la literatura abordan este tema como un concepto general y no están actualizados.

1.6 Localización del área de estudio

El yacimiento “Sol y Luna” se encuentra en el poblado de La Laja, en el Municipio de Mazapil, en la porción norte del estado de Zacatecas (**Figura 1.7**). Partiendo desde la Ciudad de Linares, se puede llegar al punto de estudio tomando la carretera Linares-San Roberto, para acceder a la carretera nacional No. 85. Se toma esta última vía con rumbo a la ciudad de Saltillo con la finalidad de llegar a la intersección con la carretera No. 54 que se dirige a la ciudad de Zacatecas. Avanzando sobre esta vía, se llega al Municipio de Concepción del Oro, Zac., sin acceder a este último y continuando sobre la carretera Saltillo-Zacatecas, se toma el entronque hacia el municipio de Mazapil. Avanzando alrededor de 13 km se encuentra el área de estudio

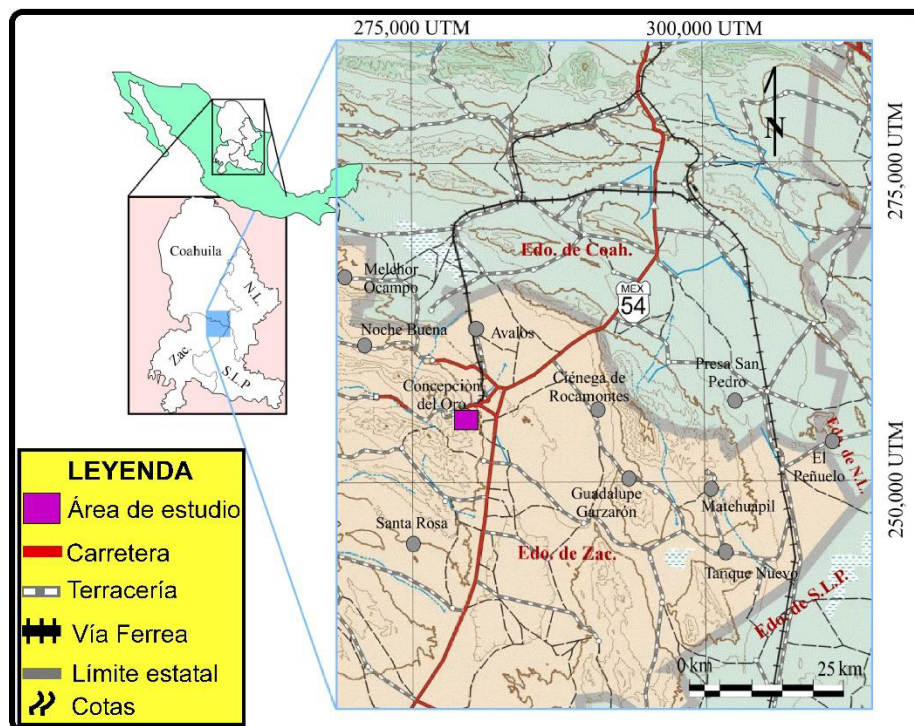


Figura 1.7.- Ubicación y vías de comunicación al área de estudio. Los círculos grises representan localidades con presencia de rocas magmáticas. Modificada de González-Guzmán (2011).

1.7 Trabajos Previos

Históricamente, la región de Concepción del Oro ha sido famosa por su gran tradición minera desde la época colonial. La relativa alta concentración de minerales metálicos fue decisiva para que una gran cantidad de trabajos geológicos-mineros se desarrollaran desde principios del siglo XIX.

Dentro de los primeros trabajos se encuentran las descripciones realizadas por Burkart (1836) y Burchardt (1906 a y b; 1907) para la región de Concepción del Oro y Mazapil, que resaltaron la ocurrencia de depósitos fosforíticos. Como parte de los trabajos con un enfoque estratigráfico se pueden mencionar a Rogers et al. (1956) quienes, además de describir la estratigrafía, evaluaron los depósitos de fosforitas y yacimientos metálicos. De Cserna (1956) indicó además que el emplazamiento de rocas intrusivas modificó las estructuras preexistentes. Zárate y Aranda (1982) realizaron un estudio estratigráfico/sedimentario al prospecto Concepción del Oro (Jurásico Superior), como parte de la Etapa 1 de exploración de PEMEX.

Por otra parte, existe una amplia cantidad de trabajos con un enfoque minero/metalogénico, dentro de los cuales se pueden mencionar. Buesck (1956) definió el emplazamiento del stock granodiorítico de Concepción del Oro en (~40 Ma) y estableció el origen de la mineralización como de contacto metasomático a una edad de ~38 Ma. Esta edad indica la etapa final de este proceso. El Consejo de Recursos Naturales No Renovables y el Consejo de Recursos Minerales realizaron estudios de reconocimiento geológico y geoquímico, para determinar el potencial minero de la porción oriental del CICO (p.ej. Martínez-Ramos, 1986, 1988). El área de Concepción del Oro ha sido una de gran interés económico, por lo que un importante número de trabajos mineros fue realizado durante los 50's a 70's (p.ej. Solís-Vorrath y Maldonado-Reyes, 1979). El Servicio Geológico Mexicano (SGM) en el 2000 y 2004 realizó las cartas geológico-mineras del área de Concepción del Oro 1:250,000 (G14-C62) y 1: 50,000 (G14-10) respectivamente, en las que resaltan los distritos mineros y las zonas mineralizadas de interés. Castro-Reino (2004), en base a estudios geoquímicos, isotópicos y de química mineral, distinguió tres pulsos magmáticos para el intrusivo de Concepción del Oro, relacionando la ocurrencia de diferentes tipos de mineralización a cada uno de estos pulsos.

Dentro de los trabajos relacionados a la petrología de los cuerpos magmáticos que constituyen al CICO se pueden mencionar: (a) Bergeat (1910), quien realizó estudios petrográficos de las rocas intrusivas granodioríticas y de las formaciones litológicas presentes en el contacto ígneo en el área de Concepción del Oro; (b) Padilla y Sánchez (1982) asignó una edad del Mioceno para los cuerpos intrusivos en la Sierra de Rocamontes y del cerro El Peñuelo, esto en base a que cortan

pliegues laramídicos; (c) Mújica-Mondragón y Jacobo-Albarrán (1983) reportaron edades K-Ar para algunas rocas ígneas de la región; (d) Chávez-Cabello et al. (2007) propusieron el término Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro (CICO) al conjunto de cuerpos intrusivos que presentan una composición de sienita a monzogranito, ubicado al sur del Sector Transversal de Parras y al suroeste de la Saliente de Monterrey. Estos cuerpos presentan un alineamiento característico E-W.

Por otra parte, trabajos petrográficos-geoquímicos tales como los de González-Guzmán (2009), Jasso-Saldaña (2010) y De La Garza-Grimaldo (2010) coinciden en que los intrusivos están constituidos por cuarzo-sienitas, sienitas, cuarzomonzonitas y cuarzodioritas. De acuerdo a la composición química, corresponden a una serie magmática alcalina, con afinidad a granitoides de tipo I y S, típicos de ambientes post-orogénicos de arcos magmáticos. Estudios de carácter cartográfico-estructural incluyen los desarrollados por Lozano-Serna (2010), Delgado-García y Morales-Acosta (2010), Gómez-Alejandro y González-Aguilar (2010) y Ramírez-Peña (2011), mencionaron que la edad relativa del emplazamiento de los cuerpos intrusivos es post-tectónica, asociando el ascenso del material magmático a una zona de cizalla profunda entre bloques de basamento. El emplazamiento magmático generó plegamiento y fallamiento local en las rocas encajonantes. El levantamiento de techo, asimilación de rocas encajonantes el rebaje magmático fueron los principales mecanismos de emplazamiento.

Sosa-Valdés (2011) dividió en dos partes al CICO en base a edades de cristalización de circones obtenidas mediante el método U-Pb. La parte occidental presenta edades que van de 43 a 32 Ma (Concepción del Oro, Mineral Providencia, Santa Rosa y Noche Buena) y los de la parte oriental muestran edades entre 80 y 70 Ma (El Saltillito, Matehuapil, El Peñuelo y Rocamontes). A este último grupo se le relacionó a un magmatismo de sutura asociado con la acreción del Terreno Guerrero. En tanto que al conjunto occidental lo relacionó con la migración del arco magmático del Eoceno-Oligoceno. González-Guzmán (2011) y Velasco Tapia et al. (2011) realizaron estudios petrográficos, geoquímicos e isotópicos para los diferentes complejos magmáticos que componen al CICO, concluyendo que los plutones se derivaron por fusión parcial de un manto enriquecido, así mismo que el magma ascendió a través de fallas y presentando algo de asimilación de material cortical. Propusieron un origen de los cuerpos intrusivos a partir de la subducción de la placa Farallón.

Ramírez-Díaz (2012) realizó un estudio geológico-estructural del anticlinal La Caja en el área de Bonanza-Providencia. Definiendo la evolución del mismo en cuatro etapas y siendo la última de

estas la relacionada con el emplazamiento del intrusivo Providencia y enjambre de diques El Colorado-La Pachona. Para el primero de estos menciona como los mecanismos de emplazamiento; el *rebaje magmatico* y *domming*, en tanto que para el enjambre de diques el emplazamiento se vería favorecido por la disposición vertical de los estratos, así como el fallamiento lateral (E-W). Ocampo-Díaz et al. (2016) realizaron el análisis de procedencia de la Fm. Caracol y propusieron el nombre formal de Fm. Concepción del Oro, la cual está compuesta por dos miembros denominados Tierras Blancas y Rancho Viejo, con una edad del Turoniano-Coniaciano temprano y Coniaciano tardío-Campaniano temprano respectivamente. Ramírez-Peña y Chávez-Cabello (2017) describen y restringen geocronológicamente la deformación tipo piel delgada del noreste de Zacatecas en un lapso de los 92 Ma a los 72.5-71.6 Ma, lo cual fue inferido en base a dataciones U-Pb en zircón de intrusivos sintectónicos y post-tectónicos y considerando la edad reportada por Ocampo-Díaz et al. (2016) para sedimentos sinorogénicos de las Fms. Concepción del Oro y Parras (92 Ma.).

1.8 Historia del Distrito de Concepción del Oro

De acuerdo con Rogers et al. (1956) el distrito de Concepción del Oro comprende un área de aproximadamente 1,300 km² en el norte de Zacatecas y sur de Coahuila. Estos mismos autores mencionan que, aunque los indígenas pudieron haber explotado los depósitos minerales de este distrito minero a pequeña escala, la historia minera como tal empezó con la conquista española. La región fue primeramente famosa por las minas de plata cerca de Mazapil, a 14 kilómetros al oeste de Concepción del Oro. El nombre de este último municipio viene de una mina la cual según se informa produjo 400 gr/ton de Au (Buseck, 1966).

Las minas más antiguas conocidas son las de San Eligio y Albarradón en la Sierra de La Caja, las cuales fueron descubiertas aproximadamente en 1530 por Francisco de Urdiñola, un oficial en el ejército de Cortés. Por este hecho fue nombrado Marqués de Aguayo. Alrededor de 1548 se estableció el Real de Minas de Mazapil. Los primeros cuerpos minerales trabajados fueron principalmente de plata, pero el final del siglo XVI, el oro había sido descubierto cerca del sitio actual de Concepción del Oro. Las menas ricas en cobre de Aranzazú fueron ignoradas, ya que los españoles estuvieron solamente interesados en los metales preciosos. Durante el siglo XVIII culminaron algunas de las bonanzas, esto junto con la guerra de Independencia en los inicios del siglo XIX, redujeron enormemente la actividad en el distrito. La recuperación inicio en 1889, cuando la Mazapil Copper Co. fue organizada por un grupo de inversionistas ingleses. Las antiguas minas fueron reabiertas, nuevas minas fueron descubiertas y la construcción de la vía ferrocarrilera

Coahuila-Zacatecas convirtió a la región de fácil acceso por primera vez. Para 1906, la producción mensual de Aranzazú ascendió a 7,000 toneladas métricas de mena, promediando 5% de Cu. Un número de compañías más pequeñas también estuvieron activas en este período y en 1915 la Compañía Minera de Peñoles, S.A., una subsidiaria de la American Metals Co., explotó los depósitos de plata, plomo y zinc en el área de Providencia. Durante la Revolución Mexicana, la actividad en el distrito estuvo de nuevo reducida y la prosperidad real regresó con la llegada de la Segunda Guerra Mundial. Como parte de este importante distrito minero, la mina Sol y Luna, formó parte de un ambicioso programa de exploración-explotación realizado por el antiguo Consejo de Recursos Minerales (COREMI) durante la década de los 50's hasta finales de los 70's. Dentro de este programa denominado "Yacimientos Ferríferos de Concepción del Oro, Zacatecas", dicha mina representaba el depósito ferroso de mayor importancia en la zona. Dentro de uno de estos trabajos mencionan que el tajo Sol y Luna era propiedad de la denominada Compañía Minera y Metalúrgica Mexicana. Para el año de 1979, las reservas probables y posibles estimadas para el yacimiento fueron del orden de 11,079, 958 toneladas con leyes medias de 45.7% de hierro y 0.49 % de cobre.

Recientemente, el distrito ha sido explotado principalmente por Cu, Au, Ag, Pb y Zn. Algunas de las compañías mineras incluyen "Minera Tayahua" (concesionario de Minera Frisco S.A. de C.V.) produciendo Ag, Pb, Zn y Cu, "Minera Peñasquito S.A. de C.V." (concesionario de Grupo Gold Corp, Ing.) extrayendo principalmente Au y Ag. Estas compañías operan en el municipio de Mazapil, mientras que, en el municipio de Concepción del Oro, "Aránzazu" (concesionaria de Aránzazu Holding, S.A.) produce Cu, Au y Ag (SGM, 2014).

1.9 Hipótesis

De acuerdo a la presencia de importantes secuencias carbonatadas y de masas magmáticas en el Distrito Minero de Concepción del Oro, se propone que la mineralización de Hierro en el yacimiento Sol y Luna se produjo debido a procesos metasomáticos – hidrotermales que conllevo a la depositación de metales directamente en una zona de contacto tipo skarn.

1.10 Objetivos y Metas

Objetivo general: Caracterizar geológicamente y definir el tipo de yacimiento de hierro Sol y Luna. Esto con la finalidad de entender los procesos mineralizantes que ocurrieron en la zona como guías de exploración en el Distrito Concepción del Oro, al cual pertenece este yacimiento.

Objetivos particulares

- Definir la morfología del cuerpo mineralizado y ubicarlo en el marco geológico regional y local, a través de un mapeo y muestreo.
- Determinar las asociaciones minerales y texturas de los diferentes estadios de la mineralización apoyados por diversas técnicas de caracterización e identificación mineral.
- Reconocer e identificar las alteraciones hidrotermales asociadas al proceso de mineralización.
- Determinar las paleotemperaturas y la profundidad de emplazamiento de la mineralización, apoyado de microtermometría de inclusiones fluidas.
- Clasificar el tipo de yacimiento en función de criterios geológicos, mineralógicos y de condiciones de formación (T-P).

Metas

- Llevar a cabo un muestreo representativo de las diferentes fases del metamorfismo así mismo como de la mena del depósito mineral.
- Realizar el análisis petrográfico y mineragráfico de los ejemplares muestreados con el propósito de obtener información paragenética.
- Obtener composiciones mineraloquímicas por medio de Microscopía Electrónica y Microsonda Electrónica de fases silicatadas así mismo como de las menas de óxidos, con el fin de clasificar mineralógicamente el depósito mineral.
- Clasificar los tipos de alteraciones hidrotermales a partir de Difracción de Rayos X (DRX) y Espectroscopia de Infrarrojo de Onda Cercana (SWIR).
- Establecer la evolución termodinámica del yacimiento a partir de la obtención de presión, temperatura y naturaleza del fluido mediante el análisis microtermométrico de inclusiones fluidas en diversas fases minerales.
- Proponer una interpretación y modelos del yacimiento.
- A partir de la conjunción de los datos, proporcionar información que facilite el entendimiento de los yacimientos minerales en la zona de Concepción del Oro con el fin de mejorar las prospecciones futuras.

Capítulo II Metodología

Para alcanzar los objetivos planteados en este trabajo fue necesario aplicar una metodología de trabajo, que cubrió los siguientes aspectos: consulta bibliográfica, trabajo de campo, muestreo, análisis en laboratorio, recopilación e integración de datos y elaboración del modelo conceptual del yacimiento.

a.- Consulta bibliográfica

Se conjuntó información sobre la geología regional del CICO así como la geología local para el Distrito de Concepción del Oro, consultando primeramente cartas geológicas/topográficas disponibles en el portal electrónico del SGM. Además de recopilación de trabajos con enfoque académico (tesis, artículos científicos), así como reportes técnicos de aspecto minero.

b.- Trabajo de Campo

Consistió de manera particular en caminamientos, levantamiento de datos estructurales y muestreo en la estructura y en las zonas cercanas a la mina “Sol y Luna”. Los caminamientos fueron realizados con el fin de reconocer las unidades litológicas presentes y la disposición estructural de las mismas con el objetivo particular de comprender el contexto geológico del área de estudio.

c.- Muestreo

Se realizó en tres componentes principales: mena del yacimiento, fases minerales de ganga y unidades magmáticas aflorando en y las cercanías de la zona mineralizada. Se recolectaron un total de 51 muestras, de las cuales se eligieron las más aptas para las diferentes técnicas a utilizar.

d.- Análisis de Laboratorio

Las técnicas utilizadas fueron microscopía convencional, microscopio electrónico de barrido (SEM) con EDS acoplado, microsonda electrónica (EMPA), espectroscopia de infrarrojo de onda cercana (SWIR), microtermometría de inclusiones fluidas con el fin de esclarecer paragénesis minerales, composiciones químicas y condiciones P-T de formación. Así como espectrometría de masas y de emisión óptica ambos acoplados inductivamente (ICP-MS e ICP-OES) para geoquímica de rocas ígneas y cuerpo mineralizado.

e.- Recopilación e Integración de datos

Una vez completado todos los puntos anteriores, se integraron para construir el modelo conceptual del yacimiento en bases de datos geológicos, petrográficos y geoquímicos.

2.1 Análisis Petrográfico

Tiene como objetivo la determinación, a través de la observación directa y con base en las propiedades ópticas de los minerales, la identificación de materiales geológicos, sus arreglos internos y la naturaleza de los sistemas fisicoquímicos de los cuales ocurrieron (Castro-Dorado, 1989). Las observaciones petrográficas pueden ser hechas a través de un microscopio de luz transmitida y/o reflejada el cual permite la identificación y naturaleza de los minerales, abundancias relativas, relaciones texturales, entre otras (**Figura 2.1**). Las muestras en el presente trabajo se estudiaron a través de esta técnica en su doble modalidad; luz transmitida y reflejada.



Figura 2.1.- Microscopio Zeiss modelo Axiolab adaptado con un analizador de imágenes Carl Zeiss Axiocam Emulation del Laboratorio de Petrografía y Minerografía del Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica, UNAM. Este fue utilizado tanto para petrografía de luz transmitida como la de luz reflejada.

- **Luz Transmitida:** Es aplicada para el estudio de materiales translucidos y se realiza a través del microscopio de luz polarizada. En base a dos elementos primordiales es que es posible el estudio; un polarizador que se encuentra en la parte inferior del microscopio debajo de la platina, el cual transmite luz polarizada en dirección N-S y un analizador que transmite solo luz orientada E-W, montado dentro de un tubo arriba de la platina (Raith et al., 2012).

- **Luz Reflejada (Minerografía):** Se utiliza para la examinación petrográfica del extenso y económicamente importante grupo de minerales referidos colectivamente como “*menas (ore minerals)*” o “*minerales opacos*”. Aunque ningún término es estrictamente correcto, ambos son frecuentemente utilizados como sinónimos. La minerografía es similar a la microscopia petrográfica convencional en los sistemas de lentes, polarizador, analizador y varios diafragmas empleados, pero difiere en que su método primario de iluminación es una fuente de luz sobre la muestra para permitir la examinación por *luz reflejada* de superficies pulidas (Craig y Vaughan, 1994).

La preparación de las láminas delgadas doblemente pulidas se realizó en el Taller de Preparación de la Facultad de Ciencias de la Tierra (UANL), en el Taller de Laminación del Centro de Geociencias de la UNAM, Querétaro y en la compañía Petroanálisis (México), esto con la finalidad de estudiar a las muestras paralelamente con luz transmitida y luz reflejada.

2.2 Microscopio Electrónico (SEM)

De acuerdo con Melgarejo et al. (2010), el microscopio electrónico de barrido (*Scanning Electron Microscope, SEM*) se basa en la obtención de una imagen de la muestra a partir del barrido de la misma con un haz de electrones, como resultado de las interacciones entre los electrones incidentes y la muestra. Un SEM se compone de un cañón de electrones con un filamento emisor de electrones, lentes magnéticas, un sistema de barrido, portamuestras y sistemas de obtención de imagen y de análisis (**Figura 2.2**). Para lograr buenos resultados en la utilización del SEM se requieren condiciones estrictamente de vacío, así mismo, se necesita que las muestras sean conductoras, esto se logra con el recubrimiento previo de las mismas con algún material conductor tal como el grafito en la mayoría de los casos, pero de igual forma pueden ser recubiertas con Au o Al.

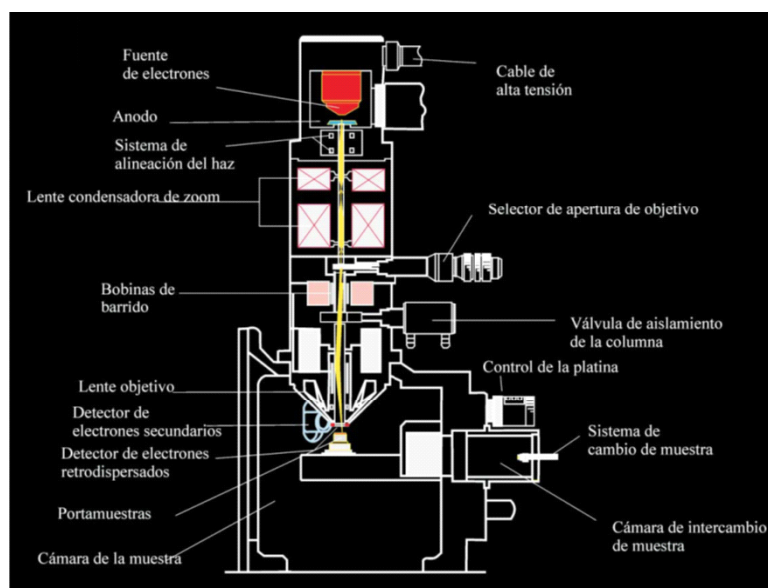


Figura 2.2.- Estructura interna del SEM-EDS. Tomada de Melgarejo et al. (2010).

La interacción entre los electrones generados y la muestra provoca que se generen electrones secundarios, retrodispersados y rayos X característicos de los elementos presentes. Esta técnica de estudio arroja análisis químicos cualitativos y en algunos casos semicuantitativos, este último alcanzado gracias a la incorporación de detectores de rayos X del tipo dispersivo (*Energy Dispersive Spectrometer: EDS*). Así mismo, se requiere que las muestras en cuestión presenten un buen pulido, debido a que, si se trata de analizar una muestra rugosa, cada sector de la muestra

arrojara cantidades variables de electrones secundarios debido a la inclinación de cada área. La imagen producida presentará tonalidades de áreas claras (producción elevada de electrones secundarios), áreas oscuras (producción menor de electrones secundarios) y tonalidades grisáceas para zonas con una producción intermedia de electrones secundarios. Se realizaron mediciones en dos tipos de SEM, uno portátil de bajo vacío o ambiental del Laboratorio de Petrografía y Microtermometría del Instituto de Geofísica (UNAM), en el que se pueden alcanzar mediciones sin la necesidad de recubrir con grafito o algún otro material conductor a la muestra (**Figura 2.3**) y uno de alto vacío, que, posteriormente fue utilizado como microsonda electrónica.



Figura 2.3.- Microscopio electrónico de barrido portátil HITACHI TM-1000 de bajo vacío, del Laboratorio de Petrografía y Mineragrafía del Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica de la UNAM.

2.3 Microsonda electrónica (EMPA)

Tal y como es reportado en Melgarejo et al. (2010), la microsonda electrónica es el método más utilizado para el análisis químico puntual de minerales. En primera instancia, la microsonda electrónica (*Electron-Microprobe Analyzer*, “EMPA”) es un microscopio electrónico de barrido (**Figura 2.2**), con la diferencia que la EMPA presenta espectrómetros dispersivos de longitud de onda (*Wavelength Dispersive Spectrometer*; “WDS”) que permiten realizar análisis cuantitativos. Los WDS separan las radiaciones X características por su longitud de onda. Esto último es alcanzado gracias a la aplicación de cristales analizadores que permiten la separación de la radiación X por medio de la ley de Bragg. Los rayos X dispersados por los cristales arriban a detectores de radiación en donde son medidas sus intensidades, las cuales son comparadas con patrones de composición conocidos. La muestra debe presentar un muy buen pulido y estar extremadamente seca, así mismo, convertirla en conductora mediante el recubrimiento de algún material conductor. La EMPA (**Figura 2.4**), permite el análisis químico cuantitativo puntual (del orden de $1\mu\text{m}^3$) de granos. Los elementos que se pueden analizar son aquellos que presentan número atómico mayor que 3 (inclusive desde el Be) hasta el U. Aunque, elementos como Li, H y He no pueden ser analizados, indicando que el análisis de minerales hidratados presenta más dificultades. Por otra parte, de forma rutinaria los

límites de detección llegan hasta las centésimas de %. Con esto, la EMPA puede llegar a medir elementos menores y trazas con límites de detección entre 10 y 50 ppm. La aplicación de esta técnica no solo arroja información de interés académico, sino también económico puesto que permite obtener análisis que revelen la presencia de elementos que podrían llegar a ser económicamente explotables y que a través de otras técnicas resultaría difícil detectar. Se utilizó un equipo Jeol JXA-8900R del Laboratorio Universitario de Petrología del Instituto de Geofísica de la UNAM. Las condiciones de análisis utilizadas fueron: aumento de 10.000, voltaje de 20keV e intensidad de 15nA. Se utilizó la rodonita como estándar para silicatos y óxidos.

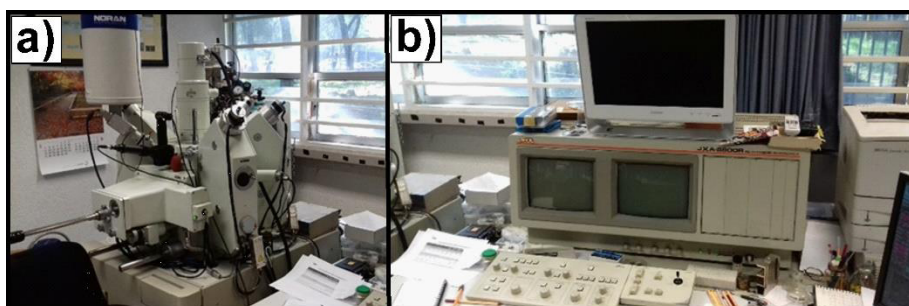


Figura 2.4.- Equipo Jeol JXA-8900R utilizado para los estudios correspondientes del tipo SEM y EMPA, perteneciente al Laboratorio Universitario de Petrología del Instituto de Geofísica, de la UNAM. a) microsonda electrónica y b) pantallas utilizadas para visualizar los puntos de interés.

2.4 Difracción de rayos X

Método de análisis estructural que permite identificar minerales por su estructura cristalina. No se trata de un método analítico químico, pero permite indirectamente estimar la composición de la muestra con una buena aproximación del contenido en elementos mayoritarios (Melgarejo et al., 2010). El instrumento para la difracción es precisamente el Difractómetro, el cual consiste de una fuente productora de rayos X, un portamuestras montado sobre un goniómetro giratorio y un detector (**Figura 2.5**). Los elementos medidos en esta técnica son: los parámetros de celda (ejes " a , b y c " y los ángulos " α , β , y γ ") y la disposición de los átomos en la celda. En primera instancia, cada mineral se caracteriza gracias a sus parámetros de celda; sin embargo, existen casos en los que estos parámetros son casi idénticos, por lo que para distinguirlos hay que tener en cuenta la disposición de los átomos en la celda. Así mismo, una red cristalina presenta planos reticulares con diferentes orientaciones que suelen denotarse mediante los enteros " h , k , l ". El espaciado que corresponde a cada sucesión de planos es indicado por el símbolo d_{hkl} . A través de la **Ley de Bragg** es posible obtener los valores d_{hkl} para cada mineral, los cuales posteriormente comparados con la base de datos existente es posible identificar el mineral. En teoría, el método de identificación consiste en:

a) Obtener los ángulos θ de reflexiones; b) Medir la intensidad reflejada y c) calcular, mediante la ley de Bragg, los espaciados reticulares.



Figura 2.5.- Difractómetro del Laboratorio de Difracción de Rayos X, del Departamento de Geoquímica, del Instituto de Geología de la UNAM.

Los equipos utilizados en la presente tesis pertenecen al Instituto de Investigación en Metalurgia y Materiales (UMICH) y al Laboratorio de Difracción de Rayos X del Instituto de Geología (UNAM). Para el primero, el equipo consta de un difractómetro de modelo D8 ADVANCED DAVINICI, en tanto para el segundo consta de un Difractómetro EMPYREAN, equipado con filtro de níquel, tubo de cobre de foco fino y detectores PIXcel3D. Las muestras se molturaron y homogeneizaron mediante un mortero de ágata y se midieron utilizando un portamuestras de aluminio (fracciones no orientadas). Así mismo, las mediciones se realizaron en un intervalo angular de 2θ de 5° a 70° en escaneo por pasos con un “step scan” de 0.003° (2θ) y un tiempo de integración de 40s por paso.

2.5 Espectroscopía de infrarrojo de onda cercana (SWIR)

Ha sido usada como una técnica basada en campo para estudiar ensambles minerales de alteración, debido a su simplicidad y rapidez, y a que no requiere preparación de muestra (Thompson et al., 1999). Canet et al. (2010) mencionan que, la identificación rápida de ensambles de alteración de grano fino y sus variaciones composicionales usando SWIR en espectrómetros portátiles es una poderosa herramienta para la exploración mineral (**Figura 2.6**). Las aplicaciones de la técnica son amplias, como en estudios de zonamiento de alteración en diferentes depósitos minerales hidrotermales (p. ej. Jones et al., 2005). Recientemente se ha utilizado para la exploración geotérmica (Canet et al. 2010 y 2015). Como reportaron Canet et al. (2010), la espectroscopía de reflectancia de minerales en general cubre la región SWIR del espectro electromagnético, de 1,300 a 2,500 nm, aunque también es usado visible cercano al infrarrojo (VNIR; ~ 350 a 2500 nm). La región SWIR es particularmente sensible a las vibraciones de estiramiento y flexión dentro de los enlaces moleculares en la red cristalina, mientras el espectro visible es mayormente afectado por cambios de estado de oxidación de metales de transición (Thompson et al., 1999).

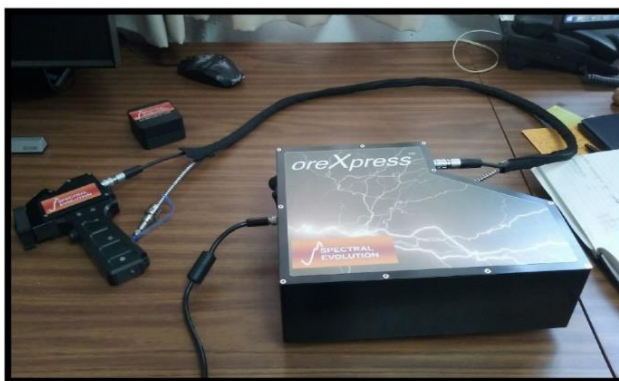


Figura 2.6.- Espectrómetro *Ore Xpress* del Departamento de Recursos Minerales del Instituto de Geofísica de la UNAM.

Los análisis de reflectancia SWIR de minerales están basados en las ocurrencias de ciertas bandas de absorción causadas por las vibraciones de moléculas y radicales como OH, H₂O, NH₄ y CO₃ y a las vibraciones de flexión del catión OH (Hunt y Salisbury, 1970; Hunt, 1977). Entre ellos, las bandas Al-OH (~2200 nm), Fe-OH (~2250 nm) y Mg-OH (~2350 nm) son distintivas de muchos silicatos en capas (Clark et al., 1990). Los minerales que pueden ser detectados incluyen hidrosilicatos (silicatos laminares, anfíboles, epidotas, turmalinas, berilo, topacio, ópalo y zeolitas), carbonatos, hidróxidos y varios sulfuros tales como jarosita y alunita (Canet et al., 2010). Estos últimos proponen un método basado en sencillos tratamientos estadísticos y gráficos, los cuales podrían mejorar cualquier estudio SWIR involucrando un grupo grande de muestras. El equipo utilizado en la presente tesis fue un espectrómetro portátil *Ore Xpress*, del Laboratorio de Petrografía y Microtermometría del Instituto de Geofísica (UNAM), de la marca *Spectral Evolution* de rango completo UV/VIS/SWIR con tres fotodiodos que cubren el espectro 350-2,500 nm (Figura 2.6). Esto se encuentra ligado al software EZ-ID que permite la identificación mineral a través de la comparación espectral de la muestra analizada con una extensa base de datos (Figura 2.7).

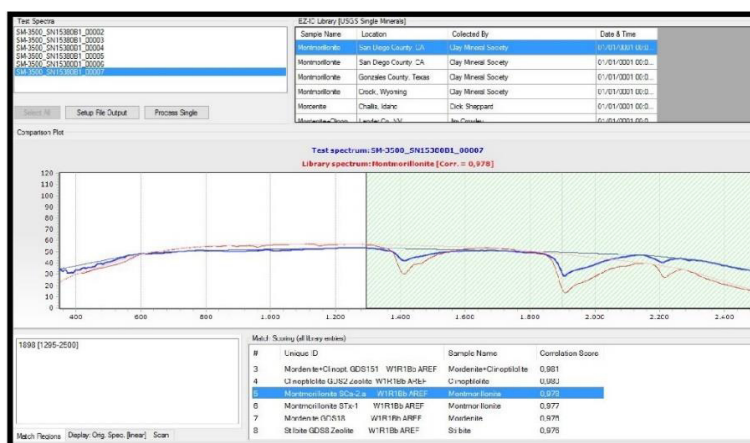


Figura 2.7.- Espectro obtenido a través del software EZ-ID. Curva azul indica la respuesta de la muestra, la curva roja denota la mejor aproximación de la base de datos del equipo.

2.6 Microtermometría de inclusiones fluidas

Las inclusiones fluidas (IF) son interrupciones o defectos en la estructura cristalina de un mineral que ha atrapado algún tipo de fluido durante el crecimiento del mismo (Camprubí, 2010). El fluido atrapado puede ser líquido, vapor o fluido supercrítico, y su composición puede incluir agua esencialmente pura, salmueras de varias salinidades, gas o líquidos con gas, así como fundidos silicatados, sulfurosos o carbonatados, entre otros (Bodnar, 2003). La microtermometría de inclusiones fluidas, es reconocida como una de las técnicas más precisas y ampliamente aceptable para determinar la temperatura a la cual un cristal se formó o recristalizó (Craig y Vaughan, 1994).

Existen diferentes formas de clasificar las IF (Roedder, 1984; Goldstein, 2003), pero de acuerdo con Bodnar (2003), uno de los esquemas de clasificación más útiles relaciona el tiempo de formación de la inclusión relativo a ese del mineral huésped (**Figura 2.8**). De esta manera, las IF primarias son formadas durante y como resultado directo del crecimiento del cristal encajonante. Si un cristal se fractura después de que ha sido formado, algún fluido puede entrar en la fractura y quedar atrapado como IF secundarias conforme la fractura “sutura”. Si el fracturamiento ocurre durante el crecimiento del cristal, IF pseudosecundarias pueden quedar atrapadas durante el continuo crecimiento del cristal.

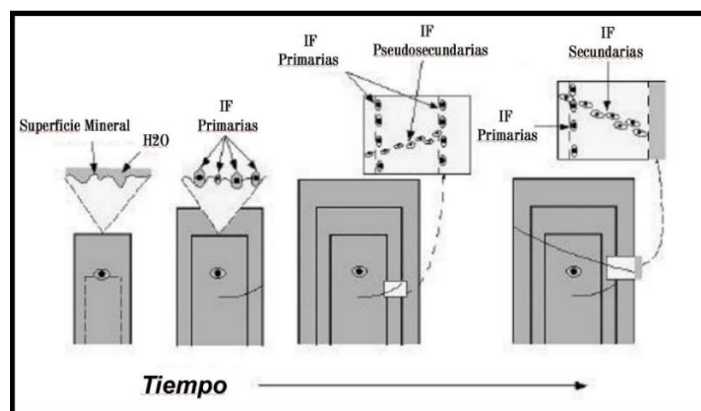


Figura 2.8.- Representación esquemática mostrando la formación de inclusiones fluidas primarias, secundarias y pseudosecundarias durante el crecimiento de un cristal. Tomada de Bodnar (2003).

Por lo tanto, determinar la clasificación temporal de cualquier IF dada es crítica para interpretar el origen y evolución del mineral encajonante. Camprubí (2010) mencionó que esta técnica permite la obtención de datos útiles para evaluar numerosas cuestiones de orden metalogénico como lo son: (1) Establecer el rango de temperatura y presión de formación de un yacimiento, (2) Determinar la capacidad de transporte de ciertos metales por los fluidos, (3) Establecer los mecanismos de precipitación mineral y (4) Acotar las posibles fuentes de los fluidos

mineralizantes. Además, con un control espacial de los datos de IF en conjunto con la distribución de determinados minerales o asociaciones minerales, es particularmente útil para obtener criterios de exploración en un cuerpo mineralizado conocido o bien en un área minada en proceso de evaluación. De acuerdo con Wilkinson (2001), la manera más simple y obvia de caracterizar inclusiones fluidas presentes en sistemas mineralizados es en términos de temperatura de homogeneización (T_h) y salinidad equivalente NaCl. Con lo anterior este mismo autor presenta un diagrama con la compilación de T_h vs. *Salinidad*, para diferentes tipos de depósitos (**Figura 2.9**).

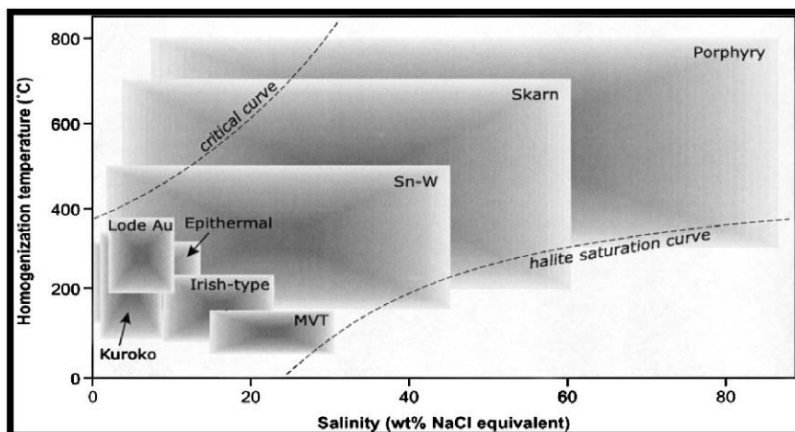


Figura 2.9.- Diagrama Temperatura de Homogeneización vs. Salinidad, ilustrando los rangos típicos para inclusiones de diferentes tipos de depósitos. Nótese que los campos no deberían ser considerados definitivos y las composiciones podrían existir fuera del rango mostrado. Tomado de Wilkinson (2001).

Las principales clases de depósitos minerales ocupan campos amplios (**Figura 2.9**), los cuales reflejan las propiedades básicas de los fluidos involucrados en su formación y son ampliamente limitados entre la curva de saturación de halita y la curva crítica para soluciones de NaCl puras.

El estudio de IF, comúnmente llevada a cabo en minerales no opacos utilizando microscopio de luz transmitida, ha sido un campo importante de investigación que se aplica de manera simultánea con la microscopía de mena convencional para proveer información vital acerca de datos de temperatura y presión de la formación de menas o metamorfismo subsecuente y en la química de los fluidos mineralizantes.

Las IF estudiadas en la presente tesis fueron analizadas a través de la técnica de microtermometría en una platina térmica Linkam THMSG 600, montada sobre un microscopio Olympus con objetivos de hasta 50X, del Centro de Geociencias de la UNAM en Juriquilla, Querétaro (**Figura 2.10**). Así mismo, la preparación de las muestras fue realizada en el Taller de Preparación de este mismo centro de investigación. La reproducción de las mediciones fue de $\pm 0.2^\circ\text{C}$ debajo de los 0°C (temperatura de fusión del hielo; T_{fh}) y de $\pm 2^\circ\text{C}$ para la T_h . La correcta manipulación de la

platina se logra por medio de una consola electrónica, en la cual se puede manejar manualmente tanto el calentamiento como el congelamiento, así como la velocidad con la que se realizan los cambios de temperatura. La platina utilizada tiene la capacidad de congelar las muestras alrededor de los -196°C y calentarlas hasta los 600°C .

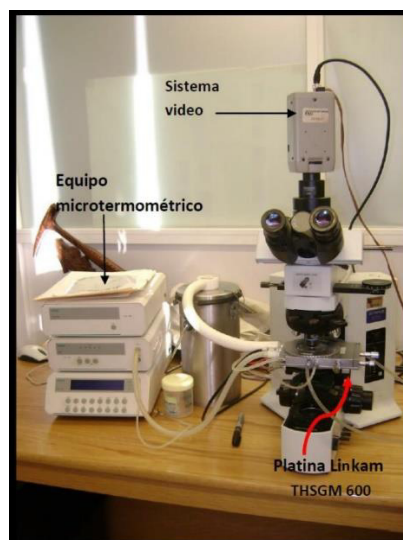


Figura 2.10.- Microscopio Olympus con platina térmica Linkam montada, utilizado para la obtención de datos microtermométricos de IF. Tomada de Ferrer-Parra (2015). Falta

2.7 ICP-MS e ICP-OES

Con el fin de conocer la composición química de rocas ígneas asociadas al depósito Sol y Luna así como de ejemplares del cuerpo mineralizado se implementó: (a) Espectrometría de masas con fuente de plasma acoplado (ICP-MS por sus siglas en inglés “*inductively coupled plasma-mass spectrometry*”), es una técnica que permite el análisis cuantitativo multielemental y rápido de un gran número de elementos traza (ppm) y ultratrazas (ppb) incluyendo los minerales de tierras raras (Sánchez-Lorda, 2013) y (b) Espectrometría de emisión óptica (ICP-OES por sus siglas en inglés “*inductively coupled plasma – optical emission spectrometry*”). Es una de las más poderosas y populares técnicas analíticas multielemental, basada en la emisión espontánea de fotones de átomos y iones que han sido excitados en una descarga de radiofrecuencia (Hou y Jones, 2000). Esta técnica fue utilizada para la determinación de elementos mayores (% en peso).

Los análisis geoquímicos de las muestras a partir de estos dos métodos fueron realizados en los laboratorios ACME, Canadá.

Capítulo III Geología Regional

3.1 Basamento

Hablar del basamento mexicano es considerar una alta heterogeneidad debido a que presenta fuertes diferencias no solo litológicas sino también geocronológicas. En las últimas décadas se ha considerado el desarrollo tectónico de México en base a la distribución de diferentes identidades tectónicas que presentan un pasado y desarrollo geológico único denominadas como Terrenos Estratotectónicos (TTE), este tema ha sido abordado ampliamente por diversos autores tales como Coney (1983), Campa y Coney (1983), Sedlock et al. (1993), Dickinson y Lawton (2001), Keppie (2004) y Centeno-García et al. (2008).

Para el área de estudio, el basamento prácticamente es desconocido, debido a la potente cobertura de rocas sedimentarias mesozoicas de la Sierra Madre Oriental (SMOr). Sin embargo reconstrucciones tectónicas y estratigráficas así como a correlaciones de afloramientos de rocas metamórficas, sedimentarias, xenolitos corticales presentes en secuencias volcánicas cenozoicas junto con muestras obtenidas directamente de perforaciones profundas, indican la ocurrencia de un basamento de edad Grenvilleana (~1 Ga), denominado microcontinente Oaxaquia (p. ej Ortega-Gutiérrez, 1978;; Keppie & Ortega-Gutierrez, 1995; Ortega-Gutiérrez et al., 1995; Lawlor et al., 1999).

Oaxaquia es uno de los terrenos de basamento proterozoico de afinidad gondwánica que fueron acrecionados a la parte sur del cratón Norte americano a fines del Paleozoico (**figura 3.1**). Este bloque cortical forma la “columna vertebral” de México y se le conoce como México continental para el Mesozoico (Centeno-García et al., 2008).

Por otro lado, gran parte del occidente de México está ocupado por el Superterreno Guerrero (Campa y Coney, 1983), un bloque compuesto se ha dividido en los terrenos Tahue, Náhuatl y Tepehuano por Sedlock et al. (1993) o Tahue, Arcelia, Teloloapan, Zihuatanejo y Guanajuato por Centeno-García et al. (2008). Este terreno compuesto es de vital importancia para la comprensión de la evolución tectónica de México puesto que junto con el terreno Alisitos de la Península de Baja California constituyen una tercera parte de México, ambos terrenos presentan una afinidad de arco de isla oceánico relacionados con el desarrollo del margen continental occidental (Centeno-García et al., 2011).

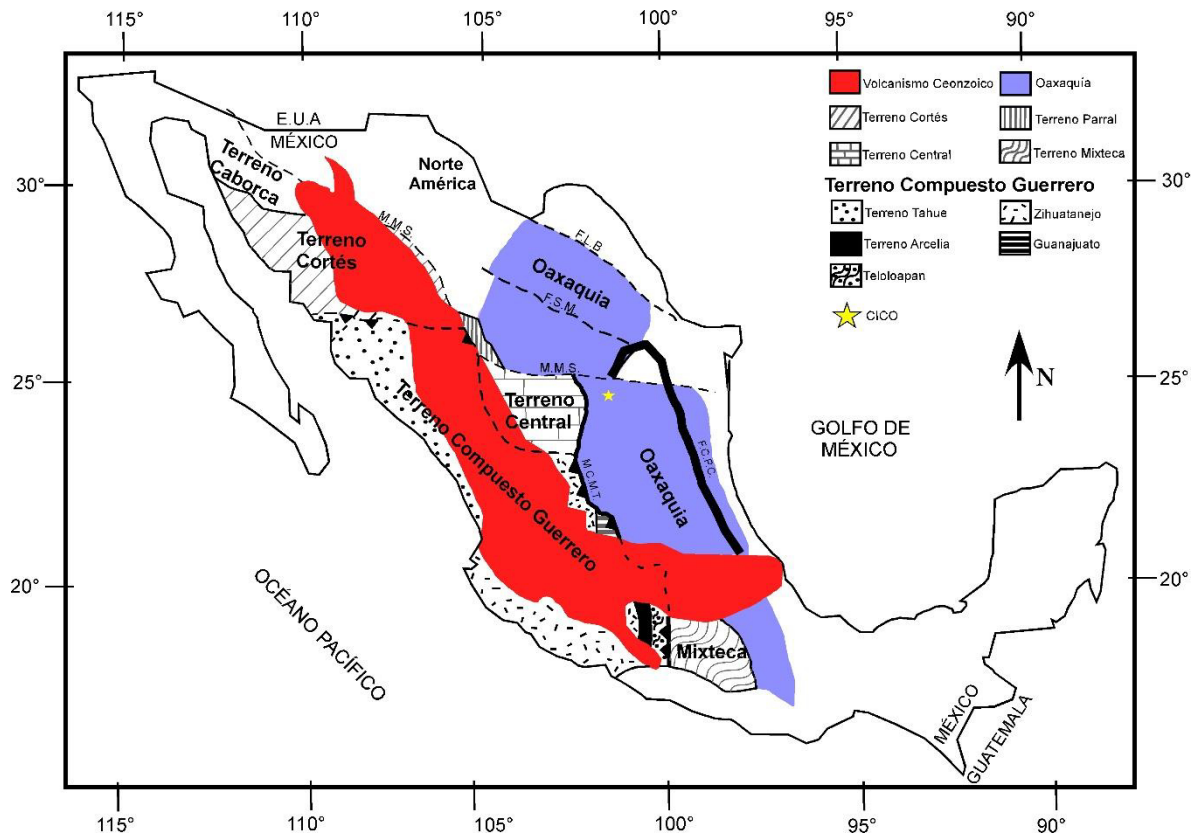


Figura 3.1.- Mapa que muestra los principales terrenos tectono-estratigráficos y fallas principales de México. Nótese como para el área de estudio se encuentra sobre el microcontinente Oaxaquia. Abreviaturas: F.L.B.: Falla La Babiá; F.S.M.: Falla San Marcos; F.C.P.C.: Frente del Cinturón Plegado y Cabalgado; M.C.M.T.: Margen Continental del Mesozoico Temprano, M.M.S.: Mega Cizalla Mojave-Sonora. Editado de Centeno-García et al., (2008).

Entre Oaxaquia y el Superterreno Guerrero se delimita un área que ha sido nombrada como Terreno Central. El basamento de esta entidad es desconocido, pero se cree que es diferente al basamento Proterozoico de Oaxaquia debido a que las rocas más antiguas expuestas cerca de su contacto son de un complejo acrecionario relacionado a subducción (Anderson et al., 1990; Diaz-Salgado et al., 2003; Anderson et al., 2005; Centeno-García, 2005 y 2008). Centeno-García et al., (2008) mencionaron que la ubicación del contacto N y E entre el Terreno Central y Oaxaquia es inferido con base a la ubicación de las últimas exposiciones de rocas del Paleozoico–Mesozoico temprano, así como contrastes en estilos de deformación de rocas cretácicas en ambos. El contacto del Terreno Central con el Terreno Compuesto Guerrero no ha sido estudiado en detalle, pero se infiere en base a la distribución de las exposiciones más norte de rocas volcánicas marinas cretácicas a lo largo del Terreno Compuesto Guerrero. Tendencias estructurales en ambos bloques sugieren que el Terreno Central es cabalgado por el Terreno Compuesto Guerrero.

3.2 Cobertura Sedimentaria Mesozoica

El norte de México, especialmente el área comprendida entre Monterrey y Saltillo, combina elementos de dos diferentes provincias tectonoestratigráficas: (a) la provincia del Golfo de México (**PGM**), ubicada a lo largo del borde NW del actual Golfo de México, que corresponde al desarrollo de un margen pasivo, el cual fue el responsable de la apertura y desarrollo de esta mega cuenca durante el Triásico-Tardío y Cretácico Temprano y (b) la provincia del Pacífico Mexicano (**PPM**), influenciada por la subducción del Mesozoico a lo largo del margen Pacífico. En el NE de México, el bloque Coahuila más o menos separa la PPM al NW, W y SW de la PGM al noreste, este y sureste (Goldhammer, 1999; Goldhammer y Johnson, 2001).

Para poder definir y comprender el origen de la gran cobertura sedimentaria mesozoica, es necesario remontarse a los tiempos del ensamble del Supercontinente Pangea. La disgregación de éste generó las condiciones necesarias para el desarrollo de cuencas y la acumulación grandes depósitos sedimentarios. Para el NE de México, el desarrollo tectónico ha sido abordado de manera importante en el trabajo de Goldhammer (1999). Este autor definió una evolución que comprende 5 etapas, que son descritas a continuación:

3.2.1.- Paleozoico Tardío (Ensamble de Pangea)

El origen de Pangea se dio debido a la colisión de dos grandes masas continentales. Uno de ellos, Gondwana, que representaba la amalgamación de continentes del sur y Laurentia a los continentes del norte. Para el Mississípico Tardío–Pérmico Tardío existía un ambiente de subducción en el borde norte de Gondwana, el cual estaba llegando a su fin. El cese de la subducción generó la colisión de Gondwana contra Laurentia, dando origen a Pangea (**Figura 3.2**). La zona de sutura está representada por el Cinturón Orogénico Ouachita-Marathon (COOM). Para el NE de México se interpreta que esta zona de sutura está entre las montañas Marathon y el bloque de Coahuila, al sur de la Cuenca de Sabinas (Salvador y Green, 1980; Wilson, 1990; Goldhammer et al., 1991; Pindell, 1993; Goldhammer 1999; Dickinson y Lawton, 2001). Se ha propuesto que el COOM se encuentra truncado en la parte del norte de México por la Megacizalla Mojave-Sonora (Sedlock et al., 1993). Es en base a esta gran falla lateral izquierda que se ha manejado la posibilidad de que el basamento aflorando en la parte de Tamaulipas (Cañón Novillo – Cañón de Caballeros) fue transportado, debido a la similitud de litologías encontradas (esquistos). Sin embargo, el modelo más reciente propuesto por Barboza-Gudiño et al. (2011) sugieren que las rocas metamórficas aflorando en el estado de Tamaulipas, tienen un origen relacionado con los cambios de ángulo de subducción de la placa Kula

bajo el borde continental. Dando lugar a metamorfismo del prisma de acreción. De acuerdo a este último modelo, el Cinturón Granjeno-Acatlán presenta una afinidad Gondwánica, lo que no hace necesaria la existencia de un desplazamiento o rompimiento lateral de tal magnitud, para correlacionarlo con el COOM.

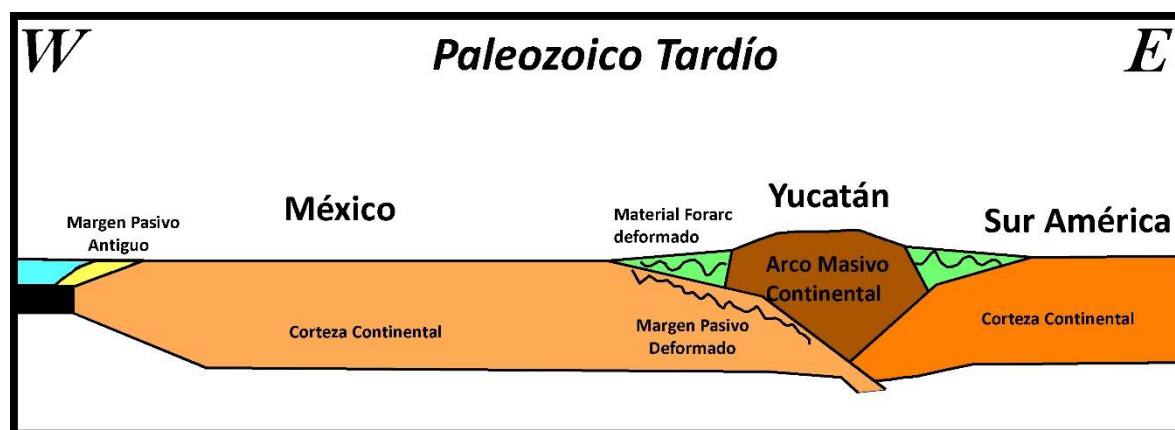


Figura 3.2.- Modelo Paleo-Tectónico que representa la evolución la PPM y la PGM para el Paleozoico Tardío. Sección W-E para el norte de México. Modificado de Goldhammer (1999).

3.2.2.- Triásico – Jurásico Temprano (Etapas de Rift)

De acuerdo con Salvador (1991 a,b) durante esta etapa se dio la disgregación de Pangea, teniendo como punto inicial el nacimiento del Golfo de México (Triásico – Jurásico Temprano, **Figura 3.3**). Se ha considerado que la condicionante de este rompimiento y el desarrollo de esta cuenca estuvo asociado con una anomalía térmica producida por la instauración de una pluma del manto, trayendo consigo efectos importantes en el comportamiento cortical, expresado en la generación de fallamiento normal profundo en la corteza continental el cual se cree que tuvo su origen en el Norte de Yucatán, así como la reactivación de fallas generadas durante el Paleozoico Tardío (Pindell, 1985; Goldhammer, 1999). El fallamiento extensional imprimió en el basamento del NE de México una configuración de altos (Arco de Burro Salado, Bloque de Coahuila y Arco de Tamaulipas) y bajos estructurales (El canal de Chihuahua, Cuenca de Maverick, Cuenca de Sabinas, Canal de Monterrey y Cuenca Magiscatzin), los cuales condicionaron la depositación de importantes paquetes sedimentarios. Los altos estructurales funcionaron como fuentes para el aporte de sedimentos, en tanto los bajos estructurales actuaron como las zonas de depósito, de esta forma condicionando la distribución de facies sedimentarias durante el Jurásico Superior y Cretácico (Pindell, 1985; Padilla y Sánchez, 1986; Wilson, 1990; Salvador, 1991a,b; Goldhammer et al., 1991; Goldhammer, 1999).

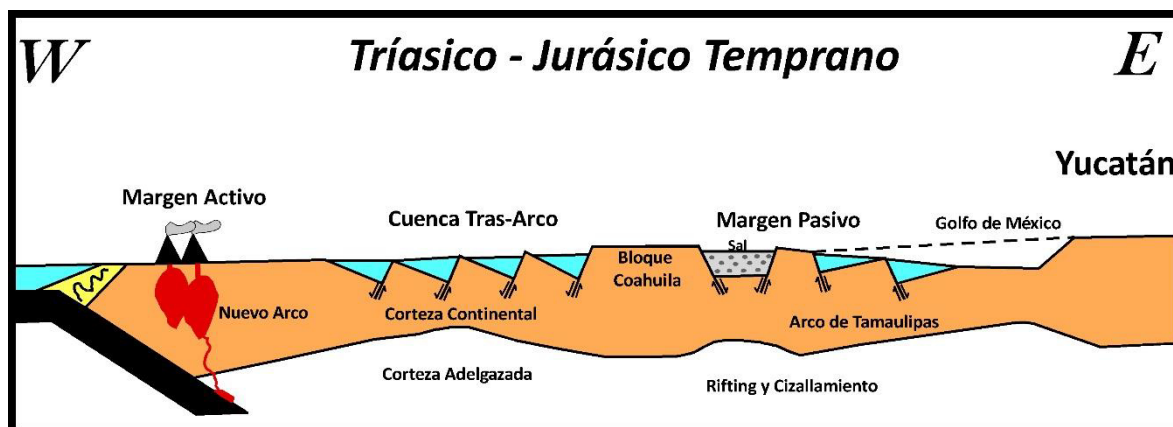


Figura 3.3.- Modelo paleo-tectónico que representa la evolución de la PPM y la PGM, durante el Triásico - Jurásico. Sección W-E para el norte de México. Modificada de Goldhammer (1999).

La columna sedimentaria del Mesozoico inicia con la depositación de capas rojas de origen continental del Grupo Huizachal, las cuales atestiguan el inicio de la apertura del Golfo de México, se le asigna una edad del Triásico Tardío - Jurásico Medio (Mixon et al., 1959). El grupo Huizachal está conformado por las formaciones El Alamar, La Boca y La Joya (Barboza-Gudiño et al., 2010).

Sobre estas formaciones descansa de manera discordante un paquete de rocas evaporíticas conocidas como las formaciones Minas Viejas y Olvido, las cuales evidencian el inicio de la transgresión marina que inició en el Calloviano (Goldhammer et al, 1991; Goldhammer, 1999).

3.2.3.- Jurásico Tardío “Etapas de Deriva”

Para esta etapa se dio la generación de piso oceánico en el Golfo de México debido al emplazamiento de la dorsal oceánica (Calloviano Tardío–Oxfordiano Temprano), provocando una expansión acelerada del piso marino, se dice que este proceso tuvo su inicio en el Oxfordiano temprano (Pindell, 1985), así mismo provocó la migración del bloque de Yucatán hacia el extremo sur del arco de Tamaulipas, a través de la falla sinistral Tamaulipas - Chiapas (Pindell, 1985; Goldhammer, 1999, **Figura 3.4**).

Según Goldhammer y Johnson (2001) conforme el movimiento a lo largo de esta falla cesó, el arco de Tamaulipas subsidó y fue eventualmente sobreyacido por carbonatos del Oxfordiano (Formación Zuloaga), así mismo la presencia de estas rocas indican el establecimiento de un ambiente de mar abierto (González - García, 1976; Padilla y Sánchez, 1986), de igual forma, debido a la circulación de agua marina, la depositación de sal en el Golfo de México terminó (Goldhammer y Johnson, 2001).

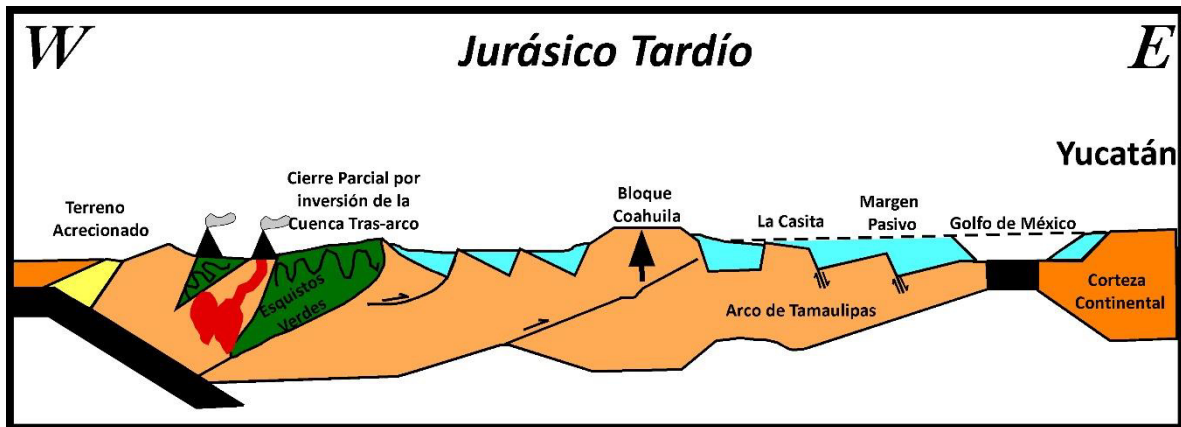


Figura 3.4.- Modelo paleo-tectónico que representa la evolución de la PPM y la PGM durante el Jurásico Tardío. Sección W-E para el norte de México. Modificado de Goldhammer (1999).

Conforme la transgresión marina avanzó, gran parte del NE de México quedó inundado, generando con esto, depósitos arcillosos y carbonatados de aguas profundas, en áreas distales al Bloque Coahuila, tales depósitos representan las formaciones La Caja, Pimienta y La Casita, las cuales llegaron a cubrir altos estructurales tales como La Península Burro Salado y el Arco de Tamaulipas. En el área Monterrey-Salttillo, la Fm. La Casita ha sido subdividida en tres unidades estratigráficas que parecen correlacionables a la sección del norte del Golfo, tanto litológicamente como bioestratigráficamente (Fortunato, 1982)

El periodo de generación de corteza oceánica en el Golfo de México debió ser corto, probablemente alrededor de 4 a 5 millones de años (Salvador, 1991a, b). Esto debido al “Salto de dorsal” ocurrido en el Berriasiano, provocando el cese de generación de piso oceánico, para posteriormente ubicarse al sur del Bloque de Yucatán, lo que llevó consigo la separación de América del Sur y del Norte, en lo que ha sido definido como el Proto-Caribe (Coney, 1983; Pindell, 1985; Sedlock et al., 1993; Goldhammer, 1999; Dickinson y Lawton, 2001).

3.2.4.- Cretácico Temprano

Tal y como se mencionó anteriormente, los movimientos horizontales de placa asociados con la apertura del Golfo de México fueron completados para el Berriasiano. Goldhammer y Johnson (2001) reportaron que a través de la mayoría de este periodo se acumularon extensas plataformas carbonatadas cuyo orden de espesor oscila alrededor de los 2,000 m, las cuales se desarrollaron alrededor de todo el Golfo de México. De igual forma se presentaron pulsos menores de sedimentación clástica en la Cuenca de Sabinas durante el Aptiano (Fm. La Peña). El bloque de Coahuila permaneció como un alto de basamento. De esta forma controló la distribución y patrones

progradacionales de facies carbonatadas (Wilson et al., 1984). La Formación La Casita, anteriormente mencionada, se vuelve más calcárea hacia arriba y grada conformablemente a la Formación Taraises de edad Berriasiano medio a Hauteriviano (Goldhammer 1999), marcando con esto el inicio de la deposición de rocas del Cretácico (**Figura 3.5**).

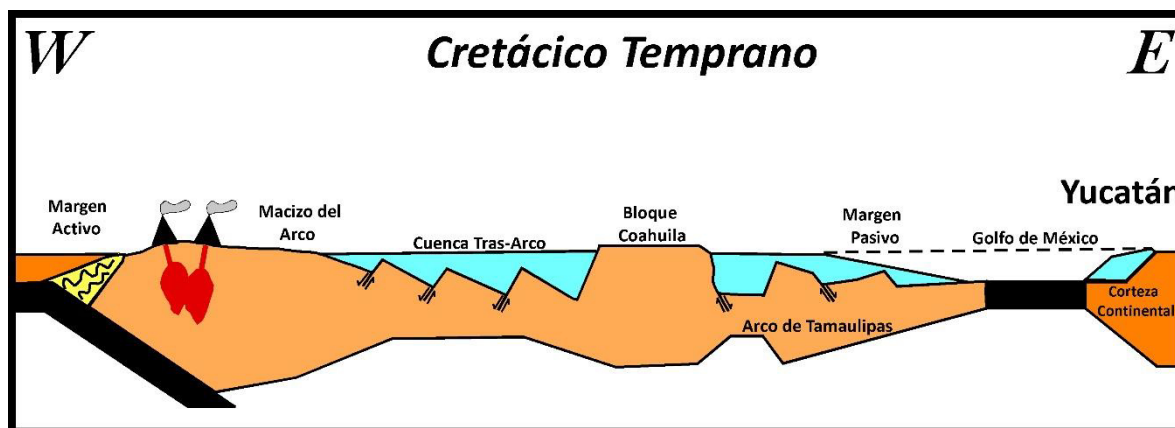


Figura 3.5.- Modelo paleo-tectónico que representa la evolución de la PPM y la PGM durante el Cretácico Temprano. Sección W-E para el norte de México. Modificado de Goldhammer (1999).

Durante el Hauteriviano al Aptiano temprano se depositaron extensos estratos carbonatados de la Formación Cupido cuyo espesor varía entre los 700 a 1,200m (Goldhammer et al., 1991; Lehmann et al., 1998, 2000). La Formación Cupido sobreyace a la Formación Taraises. El equivalente de cuenca de la Fm. Cupido es la Fm. Tamaulipas inferior, aflorando principalmente al sur y este del área Monterrey-Salttillo (Smith, 1981).

El contacto inferior de la Fm. Tamaulipas Inferior esta dado con la Fm. Taraises, mientras que el contacto superior se da con la Fm. La Peña (Goldhammer, 1999). Esta última formación, presenta una edad del Aptiano tardío para el área Monterrey-Salttillo (Smith, 1981). El Bloque Coahuila estuvo parcialmente inundado y porciones sumergidas de nivel se convirtieron en sitios de deposición restringida de carbonatos (facies Las Uvas; Lehmann et al., 1988).

En el Albiano se dio la segunda fase mayor de desarrollo de plataformas carbonatadas para el NE de México del Cretácico, representada por la Fm. Aurora (Smith, 1981; Lehmann et al., 1998, 2000). Dicha Formación presenta un equivalente de cuenca que se ha denominado como la Fm. Tamaulipas Superior (Goldhammer, 1999). La Fm. Aurora descansa concordantemente sobre La Peña y es probablemente discordante con la Fm. Cuesta del Cura.

3.2.5.- Cretácico Tardío

Durante el Cretácico Superior más temprano, tanto la PPM como la PGM estuvieron inundadas. En el área Monterrey-Salttillo, afloran facies de cuenca que han sido asignadas a la Fm. Cuesta del Cura, las cuales presentan una edad del Albiano más tardío a Cenomaniano y consiste de carbonatos pelágicos y lutitas de agua profunda (Goldhammer, 1999).

En el Turoniano, los ambientes de cuenca profunda fueron alternados por acumulaciones de sedimentos turbidíticos de las Fms. Indidura (Golhammer, 1999) y Caracol. La primera presenta una edad del Cenomaniano a Santoniano y contiene 2 miembros (Agua Nueva y San Felipe), este paquete de depósitos pelágicos de agua profunda promedia 300-400 m en espesor. La Fm. Caracol fue definida originalmente por Imlay (1936) y descrita como una sucesión compuesta por toba devitrificada, lutita y caliza; con una edad probable del Coniaciano-Santoniano.

Ocampo-Díaz et al., (2016), propusieron el nombre formal de Formación Concepción del Oro, al menos de manera local para la Formación Caracol. Estos autores dividieron a dicha formación en dos miembros denominados Tierras Blancas y Rancho Viejo, con una edad del Turoniano-Coniaciano temprano y Coniaciano tardío-Campaniano temprano respectivamente.

La disminución del espesor de los estratos de las Fms. Indidura y Caracol, indican la inminente regresión marina la cual marcaría el inicio del levantamiento en el oeste de México durante el comienzo de la **Orogenia Laramide**, durante el inicio del Cretácico Tardío (**Figura 3.6**). Este evento deformacional compresivo involucró movimiento vertical de bloques de basamento junto con una compleja deformación de la cobertura sedimentaria Mesozoica, la cual cabalgó a los bloques continentales pre-mesozoicos (De Cserna, 1956; Humphrey, 1956; Padilla y Sánchez, 1986). Con el continuo evento Laramide, se dio una progresiva migración del arco magmático de W a E hacia la parte interna del continente (~1000 km), como producto de una subducción de muy bajo ángulo de la placa Farallón (Clark et al., 1982; Coney, 1983).

Durante el Eoceno se dio el inicio de un retroceso de la placa Farallón (*roll-back*), con lo cual el magmatismo regresó a zonas más cercanas a la trinchera, generando el volumen principal de material magmático perteneciente a la Sierra Madre Occidental y el arco de Baja California durante el Oligoceno-Mioceno (Damon et al., 1981; Clark et al., 1982).

Para el Maastrichtiano marcando el inicio de la regresión marina en toda la región, se depositaron sedimentos terrígenos, provenientes del Oeste de México, estos están representados por las Formaciones Méndez y Parras (Morán-Zenteno, 1994; De Cserna, 1989; Goldhammer, 1999)

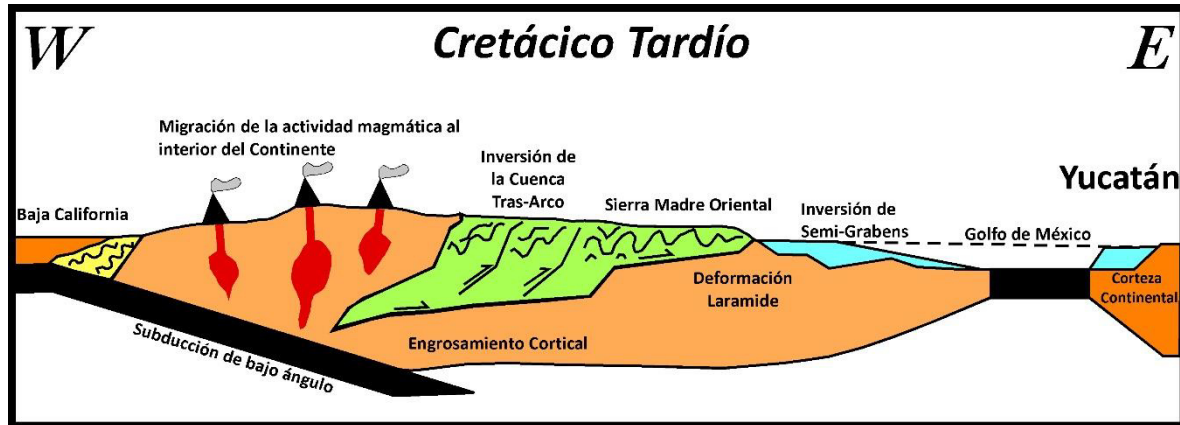


Figura 3.6.- Modelo paleotectónico que muestra la evolución de la PPM y la PGM durante el Cretácico Tardío. Sección W-E para el norte de México. Modificado de Goldhammer (1999).

3.3 Sierra Madre Oriental

Tal y como es descrito por Eguiluz-de Antuñano et al. (2000), el término Sierra Madre Oriental (**SMO**) designa a un rasgo orográfico, formado por un macizo montañoso rugoso, angosto y alargado, situado en el oriente de la República Mexicana, que emerge de la Planicie Costera del Golfo de México y se eleva con imponentes cumbres que sobrepasan los 2,500 msnm para después descender en altura hacia un extenso altiplano situado en el centro del país.

Cuando se incluyen a todas las rocas plegadas del centro y norte de México como parte de la Sierra Madre Oriental (De Cserna, 1989), se propone que bajo ese esquema es más conveniente utilizar el término **Orógeno Mexicano** y dejar restringido el término Sierra Madre Oriental para el cinturón descrito a continuación (Eguiluz- de Antuñano et al., 2000).

La extensión que llega a presentar esta cadena montañosa ha sido punto de debate a través del tiempo, autores como Álvarez (1961) y Raisz (1959) la ubicaron a partir del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) y la proyectan de forma continua hacia el noroeste presentándose en la porción central de Coahuila y Chihuahua, mientras que Lugo-Hubp (1990) igualmente la proyectó desde el CVM pero limitándola hasta la proximidad de la Cd. de Torreón. Eguiluz -de Antuñano et al., (2000) a partir de esta última proyección, extendieron el límite noroeste hacia la proximidad de Parral, Chihuahua y al sureste hacia el área de Tuxtepec, Oaxaca, con lo cual esta cadena montañosa presenta una longitud de más de 800 km con una amplitud de 80 a 100 km.

En base a análisis estratigráfico, paleogeográfico y morfoestructural Eguiluz-de Antuñano et al (2000) dividen en cinco sectores el frente de la SMO (**figura 3.7**) y excluyen de esta cadena a la parte central de Coahuila y Chihuahua por tener una evolución paleotectónica y estilos estructurales diferentes, tales sectores son: **1) San Pedro del Gallo**; corresponde al extremo noroeste de la cadena plegada, **2) Sector Transversal de Parras**; situado entre Jimulco y Saltillo, Coahuila, **3) Sector Saliente de Monterrey**; se ubica desde el poniente de Monterrey, hasta Aramberri, Nuevo León, **4) Sector Valles**; Ubicado entre Cd. Victoria, Tamaulipas y Valles, San Lui Potosí y el **5) Sector Huayacocotla**; localizado entre Tamazunchale y Tezuitlán, Puebla (**figura 3.7**).

En base a esta clasificación el área de estudio se ubica en el sector conocido como Transversal de Parras, el cual tiene como característica estratigráfica la ocurrencia de evaporitas en la base de la columna, en tanto que el estilo estructural es dominado por pliegues orientados NW70°SE y se caracterizan por ser angostos y alargados con periclinales con buzamiento al ESE. Los indicadores cinemáticos para este sector señalan que el transporte está orientado N18°E (Eguiluz-de Antuñano et al., 2000).

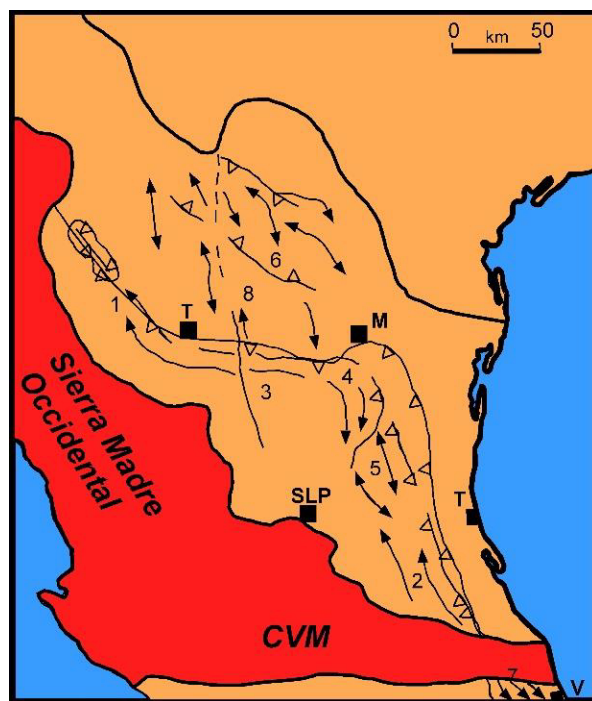


Figura 3.7.- Distribución de los diferentes sectores que componen el frente tectónico de la Sierra Madre Oriental. San Pedro del Gallo (1), Huayacocotla (2), Transversal de Parras (3), Saliente de Monterrey (4), Valles (5), Cuenca de Sabinas (6), Región Zongolica (7) y Bloque de Coahuila (8). Ciudades, T: Torreón, M: Monterrey y SLP: San Luis Potosí. Editada de Eguiluz-de Antuñano et al. (2000).

El basamento sobre el cual se depositó la potente cobertura sedimentaria de la SMOR, presenta un extenso rango de rocas que varían en litología y edades, desde gneises precámbricos

(Cañón de Peregrina, Tamaulipas o el núcleo del Anticlinorio Huayacocotla), hasta esquistos de edad preoxfordiana, que aparecen dispersos en Zacatecas, Coahuila, Nuevo León, Tamaulipas y Puebla, así como sedimentos Paleozoicos aflorando en Coahuila y Tamaulipas (Eguiluz-de Antuñano et al., 2000).

Los estilos deformacionales varían significativamente a lo largo de la SMOr, dependiendo principalmente de la litología de los despegues dominantes, en donde las evaporitas están presentes la deformación produjo típicamente pliegues grandes, angostos a isoclinales, con planos axiales subverticales y pocas cabalgaduras, mientras que en zonas donde el despegue se ubica en estratos clásticos, carbonatados o rocas metamórficas, la deformación produjo despegues de cabalgaduras imbricadas y plegamientos relacionados a fallas (PEMEX, 2013).

El estilo de deformación dominante para este cinturón es del tipo *Thin-Skinned* (piel delgada), parecida a la que se presenta en la orogenia Sevier en los EEUU (De Cserna, 1956). Sin embargo, también se encuentran estilos deformacionales relacionados con reactivación de fallas profundas (p. ej. Falla San Marcos) de basamento tal y como lo documentó Chávez-Cabello (2005). Gray y Lawton (2011) mencionaron que, aunque el inicio del plegamiento no ha sido previamente limitado, los análisis de inconformidades en cuencas adyacentes (p. ej. Cuenca de Veracruz) e interpretaciones de plutones post y sin-cinemáticos en la Cuenca de Sabinas (Chávez-Cabello, 2005), permiten ubicar el final de la deformación contraccional en el Eoceno Tardío (41-38 Ma).

Con base en lo anterior, se ha mencionado enormemente la relación existente de la deformación presente en México con la que se observa en la porción de los EEUU a través del sistema orogénico Sevier - Laramide (119-35 Ma), considerando que el Orógeno Mexicano es una prolongación de este sistema (De Cserna, 1956)

Para la región de Zacatecas, Chihuahua, Coahuila, Nuevo León y San Luis Potosí, se ha propuesto un modelo que relaciona la deformación del norte y noreste de México, con la acreción del terreno Guerrero-Alisitos (Ye, 1997), durante el Cretácico Tardío (Centeno- García y Silva-Romo, 1997). Chávez-Cabello (2005) menciona que una objeción para dicho modelo es que la edad de las estructuras atribuidas al evento Laramide son del Cretácico Tardío-Cenozoico Temprano, y se reconoce además, la existencia de un evento contraccional que afectó a Baja California entre 132 y 85 Ma (Schmidt y Paterson, 2002) la cual se sobrepone a la edad de del orógeno Sevier (119-50 Ma).

Aunque existen muchas similitudes con los sistemas Sevier y Laramide al norte, Gray y Lawton (2011) proponen que las diferencias en la historia estructural en México son bastante importantes para justificar la retención del termino **Orogenia Hidalgoana** como originalmente fue propuesto por Guzmán y De Cserna (1963) en virtud de diferencias de edad y contrastantes estilos de deformación involucrando evaporitas y lutitas en el noreste de la Cordillera Mexicana.

Recientemente Ramírez-Peña y Chávez-Cabello (2017), conjuntando las edades paleontológicas reportadas por Ocampo-Díaz et al. (2016) para los sedimentos sinorogénicos más antiguos (Fm. Concepción del Oro) involucrados en los pliegues por propagación de falla, establecen el inicio de la deformación Thin-Skinned en ~92Ma. y proponen el fin de la misma en 72.5 – 71.6Ma en base a la edad U-Pb en zircón de intrusivos sintectónicos (Pico de Teyra y El Peñuelo) y post-tectónicos (El Saltillito) y proponen además que el estilo y edad de la deformación es similar a la orogenia Sevier en las Montañas Rocallosa EEUU.

3.4 Mesa Central

Esta provincia fisiográfica fue reconocida por Raisz (1959), quien la definió como una cuenca rodeada por montañas elevadas, más alta y plana que la provincia Cuencas y Sierras. Por otra parte, Nieto-Samaniego et al., (2005) la definieron como *“una planicie elevada que se localiza en la parte central de México, más de la mitad de sus superficies se encuentra por encima de la cota 2,000 y las elevaciones topográficas en su interior son moderadas, la mayoría forman desniveles inferiores a los 600 m”*, así mismo la limitan al norte y oriente con la SMOr y al occidente con la Sierra Madre Occidental (SMOcc), mientras que al sur por la depresión conocida como El Bajío (**figura 3.8**). Se le suele considerar como la parte sur de la provincia extensional *Basin and Range* (Nieto-Samaniego et al., 1999; Aranda-Gómez et al., 2000; Nieto-Samaniego et al., 2005).

Aranda-Gómez et al., (2007) definen la secuencia estratigráfica de la Mesa Central (MC) y mencionan que está compuesta por rocas que van del Mesozoico al Cenozoico. Silvia-Romo (1993) en base a inconformidades estratigráficas separa en tres paquetes a la secuencia mesozoica en la Sierra de Salinas **1) Un paquete inferior** (Triásico Tardío-Jurásico Medio) formado por turbiditas, conglomerados polimícticos y andesitas (Centeno-García y Silvia-Romo, 1997), **2) paquete medio** (Jurásico Tardío), representado por rocas carbonatadas, fosfatadas y limolitas y **3) un paquete superior** (Cretácico) conformado por carbonatos, lutitas, sílex y turbiditas volcánoclasticas. Esta secuencia es intruida por varios stocks de composición granítica, al menos para la Sierra de Salinas.

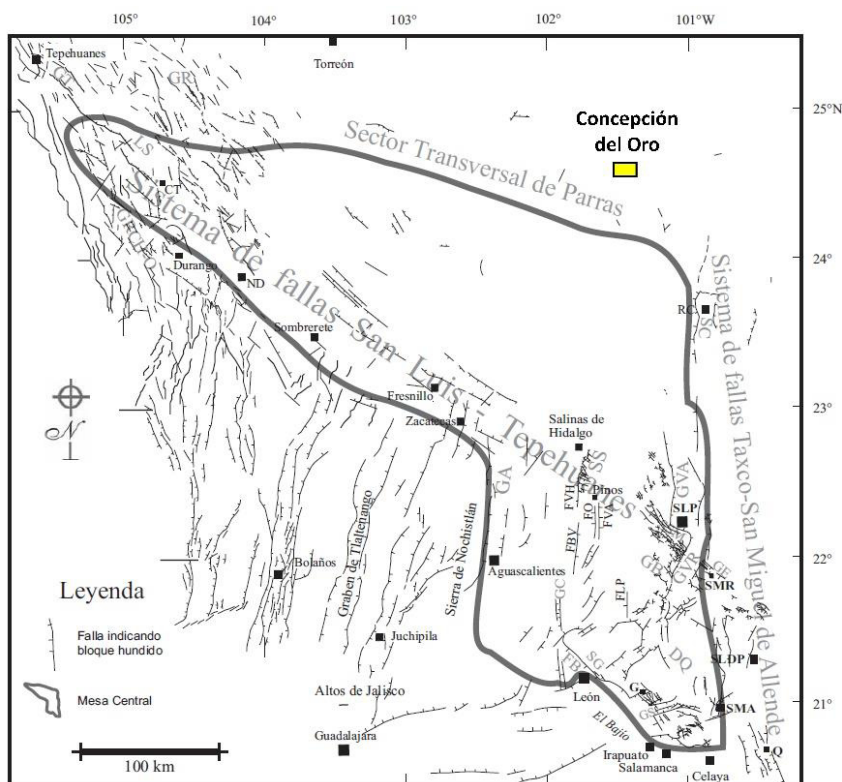


Figura 3.8.- Mapa que muestra la localización de las estructuras principales de la Mesa Central. GT: Graben Tepehuán, GR: Graben de Rodeo, LS: Laguna de Santiaguillo, GRCH-O: Graben Rio Chico-Otinapa, GA: Graben de Aguascalientes, FVH: Falla Villa Hidalgo, FBV: Falla Buena Vista, FO: Falla El Obraje, FVA: Falla Villa de Arriaga, FLP: Falla Los Pájaros, GC: Graben El Cuarenta, FB: Falla del Bajío, GS: Graben de La Saucedá, GB: Graben de Bledos, GVR: Graben Villa de Reyes, GVA: Graben de Villa de Arista, GE: Graben de Enramadas, DQ: Depresión de La Quemada, SSM: Sierra de San Miguelito, SG: Sierra de Guanajuato, SC: Sierra de Catorce, SS: Sierra de Salinas, RC: Real de Catorce, G: Guanajuato, SLP: San Luis Potosí, SMR: Santa María del Río, SLDP: San Luis de la Paz, ND: Nombre de Dios, SMA: San Miguel de Allende, Q: Querétaro. Tomada de Nieto-Samaniego et al. (2005).

Nieto-Samaniego et al. (2005) mencionaron que sobre las rocas mesozoicas se encuentran rocas continentales sedimentarias y volcánicas que marcan el cambio del medio marino a uno continental, el cual ha perdurado hasta el presente. En el registro estratigráfico identifican tres discordancias regionales **1) Discordancia Mesozoico – Terciario, 2) Discordancia del Eoceno medio y 3) Discordancia del Eoceno superior – Oligoceno**. Estos mismos autores reconocieron que la corteza de la MC se encuentra adelgazada (**figura 3.9**) en relación con las regiones colindantes al este y oeste, ubicando zonas de fusión parcial en el manto superior (Cuaternario-Reciente) que yace bajo la MC, relacionándola con la emisión de basaltos alcalinos portadores de xenolitos del manto (segmento norte). Para el segmento sur mencionan que experimentó un alargamiento cercano al 20% en dirección E-W durante el Oligoceno temprano, abarcando menormente hasta el Mioceno, provocando en gran medida fusión parcial de la corteza y generando magmatismo silícico.

Además, es bien conocida la alta relación de fallas regionales, por ejemplo, el *Sistema de Fallas Taxco – San Miguel de Allende*, *Sistema de Fallas San Luis – Tepehuanes*, en la depositación de importantes yacimientos minerales. Aunque como aclaran Nieto-Samaniego et al. (2005) aún no es bien comprendido el rol de estas estructuras con los diferentes eventos tectónicos que han tenido lugar durante el Cretácico y Cenozoico.

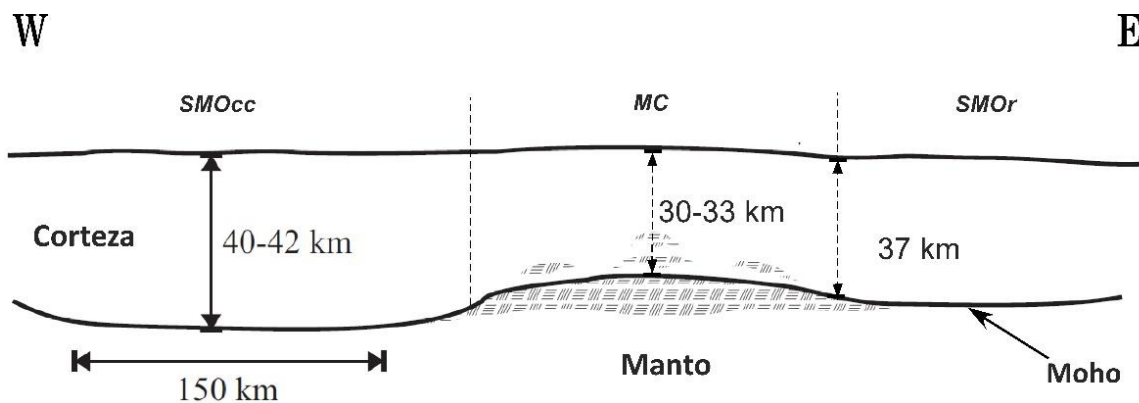


Figura 3.9.- Perfil E-W que muestra un modelo idealizado de la estructura de la corteza en la Mesa Central, tomado de Nieto-Samaniego et al. (2005).

3.5 Complejos del Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro (CICO)

En este apartado se abordan los complejos magmáticos que forman parte del CICO. Se ha considerado la clasificación utilizada por González-Guzmán (2011), quien dividió al CICO en dos grandes porciones. Las edades disponibles para los diferentes cuerpos magmáticos son listadas en la **Tabla 3.1**. El **Sector Oriental** conformado por los complejos ígneos de 1) Matehuapil-El Rabioso (MR), 2) El Peñuelo (PE), 3) Rocamontes (RO) y 4) El Saltillito (SA) y el **Sector Occidental** representado por los complejos intrusivos de; Concepción del Oro-Providencia (CO-PR), 2) El Colorado – La Pachona (CP), 3) Melchor Ocampo (MO), 4) Noche Buena (NB) y (5) Santa Rosa (SR).

Sector Oriental

Está representado por el grupo de intrusivos mencionados anteriormente, dentro de las características particulares de estos cuerpos y las cuales los diferencian de los de la porción occidental, es que estos cuerpos magmáticos presentan edades más viejas (Cretácico Superior) y que llegan a presentar litologías más variadas, presentando un rango de composiciones que van desde alcalinas (sienitas) a rocas monzoníticas y granodioríticas. A continuación, se da una breve reseña de cada uno de los complejos que conforman este sector.

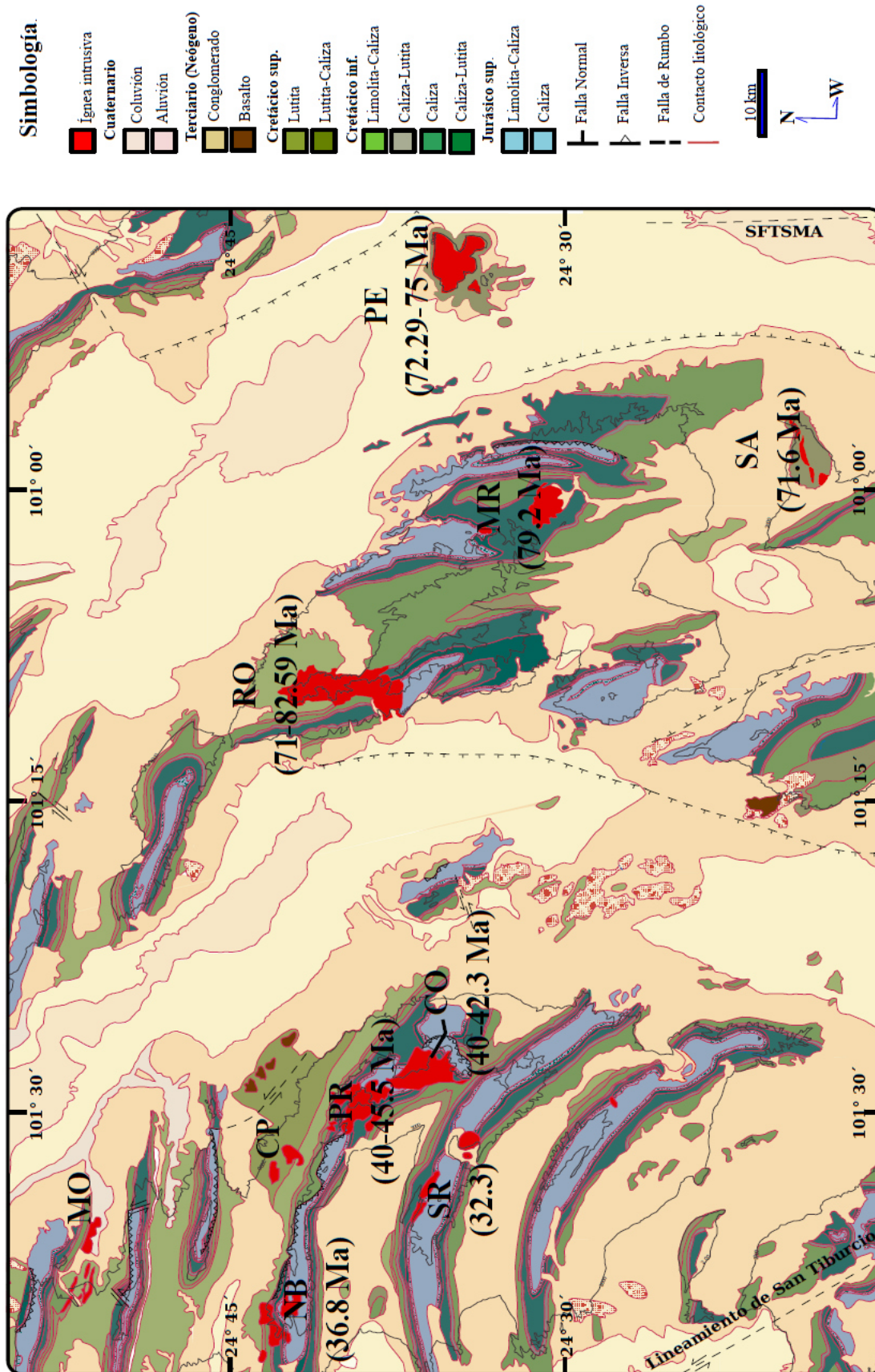


Figura 3.10.- Mapa geológico del CICO, se muestran las edades absolutas determinadas por diversos autores (tabla). CO: Concepción del Oro, CP: El Colorado-La Pachona, MO: Melchor Ocampo, MR: Matehuapil-El Rabioso, NB: Noche Buena, PE: El Peñuelo, RO: Rocamontes, SA: El Saltillito, SFTSMA: Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende y SR: Santa Rosa. Tomada de González-Guzmán (2011)

Tabla 3.1 Fechamientos disponibles para los diferentes complejos intrusivos que componen el CICO.

| Intrusivo | Edad K-Ar (Ma.) | Edad U-Pb (Ma.) | Edad relativa |
|--------------------|--------------------------|----------------------------|---------------------------------|
| Concepción del Oro | 37.5-40 ⁽¹⁻⁴⁾ | 41.8-42.3 ⁽⁷⁾ | Eoceno-Oligoceno ⁽³⁾ |
| Noche Buena | ND | 36.8 ⁽⁷⁾ | Eoceno-Oligoceno ⁽³⁾ |
| Providencia | 34.5-40 ⁽²⁾ | 42.5-45.5 ⁽⁷⁾ | Eoceno-Oligoceno ⁽³⁾ |
| Santa Rosa | ND | 32.3 ⁽⁷⁾ | Eoceno-Oligoceno ⁽³⁾ |
| El Peñuelo | 75 ⁽⁴⁾ | 72.2-72.5 ⁽⁵⁻⁸⁾ | ND |
| El Saltillito | ND | 71.6 ⁽⁷⁻⁸⁾ | ND |
| Matehuapil | ND | 79.2 ⁽⁷⁾ | ND |
| Rocamontes | 71-80 ⁽⁴⁾ | 82.6 ⁽⁶⁾ | ND |

Para las edades K-Ar: Análisis de roca total de sienita determinadas en El Peñuelo y Rocamontes, análisis de biotita, muscovita y feldespato alcalino de monzodiorita para Concepción del Oro y Providencia. Para las edades U-Pb: Análisis de zircones de sienita y cuarzo-monzodiorita para el Peñuelo, en cuarzo-monzonita en El Saltillito y Matehuapil, en cuarzo-monzodiorita para Rocamontes y granodiorita para Concepción del Oro, Noche Buena, Providencia y Santa Rosa. Fechamientos realizados por: (1) Buseck, 1966; (2) Ohmoto et al., 1966; (3) Padilla y Sánchez, 1982; (4) Mújica-Mondragón y Jacobo-Albarrán, 1983; (5) González-Guzmán et al., 2009; (6) Delgado-García y Morales-Acosta, 2010; (7) Sosa-Valdés, 2011; (8) Ramírez-Peña y Chávez-Cabello, 2017. Abreviaturas, ND: No Disponible. Editada de González-Guzmán (2011).

3.5.1 Complejo Intrusivo Matehuapil – El Rabioso (MR)

Existen pocas referencias acerca del intrusivo Matehuapil también conocido como Cerro Palacio, tal y como es mencionado por Castro-Reino (2004). Las primeras citas fueron las realizadas por Triplett (1952), el reporte general de Rogers (1961) y los 2 reportes inéditos del antiguo Consejo de Recursos Minerales (Martínez-Vacio, 1973; Martínez-Ramos, 1988). Lo mismo ocurre para la intrusión del área El Rabioso, poca información ha sido generada (Martínez-Vacio, 1973 y Hernández-Pérez et al., 1977).

De acuerdo al SGM (2004), este complejo está conformado por cuerpos de composición monzonítica emplazados en el anticlinal Matehuapil. Forman estructuras tipo lacolitos y en áreas más alejadas llegan a ocurrir diques y sills (Martínez-Ramos, 1988). Sosa-Valdés (2011) fechó este intrusivo a través del método U-Pb sobre zircón obteniendo una edad de 79.2 Ma. En cuanto a la presencia de mineralización, Castro-Reino (2004) reconoció concentraciones de Cu-Fe±Au en skarn.

3.5.2 Complejo Intrusivo El Saltillito

Las referencias más antiguas para este complejo son aquellas de Triplett (1952) y Rogers et al. (1961), citados por Castro-Reino (2004). Dicho complejo consta principalmente de diques y sills de composición cuarzomonzonítica con variaciones de diorita-granodiorita (González-Guzmán, 2011). Este intrusivo ha sido datado mediante el método U-Pb en zircón con 71.6 Ma (Sosa-Valdés, 2011). Los cuerpos magmáticos han generado zonas de reacción tipo hornfels y skarn de granate (SGM, 2005). Esto ha generado enriquecimientos de Cu-Fe y Au en skarn, vetas de Au-Ag y posible ocurrencia de un pórfido de Cu (Castro-Reino, 2004).

3.5.3 Complejo Intrusivo Rocamontes

Este complejo está constituido por sienita de ortoclasa, cuarzomonzonita y monzogranito, emplazados en los anticlinales Los Indios y El Astillero. Morfológicamente este intrusivo se emplazó en forma de lacolito tipo árbol de navidad y presenta una edad (U-Pb) de 82.5 Ma (Delgado-Morales y Morales-Acosta, 2010). Estos mismos autores cartografiaron las unidades litológicas que encajonan a los cuerpos intrusivos (Fm. Tamaulipas Inferior, La Peña, Tamaulipas Superior, Cuesta del Cura e Indidura) así mismo definieron los mecanismos que controlaron el emplazamiento de los cuerpos magmáticos: rebaje magmático (*stopping*), flujo dúctil, levantamiento del techo y asimilación de roca encajonante. Por otro lado, no existe actividad minera mayor conocida para esta área, solamente trabajos artesanales a pequeña escala en fracturas mineralizadas, vetas de sulfuro-cuarzo y zonas de contacto (Cu-Fe-Au) con calizas encajonantes.

3.5.4 Complejo Intrusivo El Peñuelo

Se ubica en la porción más oriental del CICO, se compone mayormente de una masa circunferida de composición sienítica (SGM, 2000). Se reconocen tres centros de emplazamiento, estos estarían mostrando la disposición espacial de los posibles conductos alimentadores (Lozano-Serna, 2010). En base a estudios petrográficos y geoquímicos, González - Guzmán (2009) resalta el volumen principal de rocas sieníticas, las cuales presentan una composición similar a la de granitoides cordilleranos asociados a ambientes de arco. Por otro lado, estas rocas presentan características de granitoides post-orogénicos con afinidad alcalina principalmente (Velasco-Tapia et al., 2011). La encajonante de dicho complejo pertenece a la Fm. Indidura y están representadas por rocas de calcáreo-arcillosa. La interacción del cuerpo magmático con la encajonante desarrolló metamorfismo de contacto tipo skarn (González-Guzmán, 2011). La edad de este complejo ha sido estimada por Mújica-Mondragon y Jacobo-Albarrán (1983) y Velasco-Tapia et al. (2011), los primeros obtuvieron una edad de 75 Ma. mediante el método K-Ar, mientras que los segundos a través del método U-Pb asignaron una edad de 75 Ma. Las actividades mineras en este complejo han sido trabajos a pequeña escala, llegándose a extraer vermiculita, aunque se llegan a presentar disseminados de sulfuros y óxidos de cobre (Castro-Reino, 2004) y vetas de barita (SGM, 2000).

Sector Occidental

Está representado por cuerpos magmáticos de litologías no tan variables, mayormente exhiben una composición intermedia (granodiorítica) y presentan edades que van desde los ~ 32 a 45 Ma. A continuación, se resume de manera breve cada uno de los complejos que lo conforman.

3.5.5 Complejo Intrusivo Concepción del Oro – Providencia (CO-PR)

Está conformado por dos grandes stocks, los cuales pueden ser agrupados en base a criterios petrológicos, geoquímicos y metalogénicos (González-Guzmán, 2011). El de Concepción del Oro aflora en el extremo sur de la Sierra de La Caja al NE del estado de Zacatecas. Presenta una composición general intermedia con rocas que van desde monzonitas, cuarzo-monzonitas a granodioritas, y se encuentra emplazado en el núcleo del anticlinal La Caja. En los flancos noroeste y norte este cuerpo está en contacto con calizas del Jurásico Superior y en las porciones oeste, suroeste y noreste con rocas del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Castro-Reino, 2004). Este mismo autor definió a los intrusivos del área de Concepción del Oro, como rocas calco-alcalinas de alto K. En base a cambios de fO_2 lo divide en 3 pulsos magmáticos diferentes. Una Fase I, caracterizada por valores de fO_2 relativamente reducidos (Norte), una Fase II (Centro) más fuertemente reducida y una Fase III (sur) más oxidada, así mismo relaciona las diferentes fases con los tipos de depósitos minerales.

El stock Providencia se ubica al NW, en proximidad a la intrusión Concepción del Oro. Aflora en el flanco NE de la Sierra de La Caja. Está conformado por monzonitas y cuarzomonzonitas a granodioritas, las cuales cortan la secuencia del Jurásico y Cretácico en el lado norte, mientras en el sur está en contacto solamente con la sección del Jurásico Superior y Cretácico más inferior (Castro-Reino, 2004). Se cree que la interacción de los cuerpos magmáticos y las rocas encajonantes son responsables de las grandes concentraciones de minerales metálicos. El distrito Minero de Concepción del Oro ha sido uno de los de más importancia e historia dentro de la Minería Mexicana, llegando a ser el segundo distrito más grande en producción de Cobre de México. Sosa-Valdés (2011) asigna una edad para este complejo de ~ 40-45 Ma, mientras que Buseck (1966) mencionó que el fin de la mineralización ocurrió en al menos hace 38 ± 1.2 Ma indicando que la mineralización fue aproximadamente contemporánea con el emplazamiento. Este último menciona que el estilo de mineralización para ambos stocks es del tipo skarn y reemplazamientos, en chimeneas, brechas, mantos y vetas, con una asociación metálica *Cu-Fe-Au-Pb-Zn-Ag*. En base a la ausencia de foliaciones magmáticas y tectónicas Gómez-Alejandro y González-Aguilar (2010) mencionaron que el complejo CO-PO representa una estructura post-tectónica a la deformación regional Laramídica (Cretácico Superior), aunque existen evidencias de deformación frágil en la roca intrusiva representadas por juntas de enfriamiento. Además, determinaron que los principales mecanismos de emplazamiento del magma fueron: rebaje magmático, asimilación de rocas encajonantes y deformación dúctil, precisando que el principal mecanismo que generó el espaciado para la intrusión del material

magmático fueron las fallas normales de alto ángulo ubicadas en la periferia denotando la morfología de un lacolito tipo pistón.

3.5.6 Complejo Intrusivo El Colorado – La Pachona (CP)

Existe poca información relacionada a este complejo. El SGM (2004) definió la ocurrencia de dos cuerpos semicirculares así como un enjambre de cuerpos subvolcánicos (*sills* y *diques*), con una composición general de cuarzomonzodiorita a granodiorita. Presentan una mineralización asociada de metales bases en vetas, cuerpos estratiformes, chimeneas y diseminados en el cuerpo tipo pórfido (Castro-Reino, 2004). Forma parte del distrito minero de *Terminal de Providencia*.

3.5.7 Complejo Intrusivo Melchor Ocampo (MO)

Son escasos los trabajos relacionados con este complejo. Castro-Reino (2004) mencionó que el distrito de Melchor Ocampo fue conocido hasta principios del siglo por su mineralización de Cu-Au. Aunque a menor escala este distrito fue minado por Pb, Zn y Ag. El SGM (2000) mencionó que la mineralización se encuentra asociada a diques y apófisis de composición granodiorítica, y que la misma se reconoce en forma de vetas, chimeneas, mantos, diseminados y cuerpos irregulares. Se tiene la presencia de minerales no metálicos como barita y fosforita (SGM, 2004).

3.5.8 Complejo Intrusivo Noche Buena (NB)

Se encuentra emplazado en el extremo occidental del anticlinal La Caja. Está conformado por una diorita máfica (flanco E) y un cuerpo monzonítico a cuarzo-monzonita acompañado por varios pórfidos cuarzomonzoníticos (flanco W). Esta última unidad muestra una edad del Oligoceno. Las masas magmáticas cortan la estratigrafía del Cretácico empezando con la Fm. Cupido para la parte oriental, mientras que en el lado occidental se da el contacto con el Jurásico Superior y el Cretácico más inferior (Castro-Reino, 2004). Los depósitos minerales relacionados en este complejo son del tipo skarn (SGM, 2000), de granate-piroxeno con mineralización diseminada de Cu, aunque existen remplazamientos carbonatados en miembros calcáreos (Castro-Reino, 2004). La mineralización se dispone en vetas, chimeneas y cuerpos irregulares con contenidos de metales base y preciosos.

3.5.9 Complejo Intrusivo Santa Rosa

Se ubica al SE de Concepción del Oro, en la Sierra de Santa Rosa. En su margen SE, el Cerro Colorado se eleva 400m sobre el terreno del valle hasta un máximo de 2,930m (Castro-Reino, 2004). Ramírez-Peña (2011) realizó la cartografía geológico-estructural de dicho intrusivo y definió los

mecanismos de ascenso y emplazamiento del material magmático concluyendo que el intrusivo Santa Rosa es post-tectónico a la deformación regional y que esto es reforzado con la edad reportada por Sosa-Valdés (2011), quien asignó una edad de emplazamiento de 32 Ma, lo cual lo hace más reciente a dicha deformación. El Cerro Colorado está compuesto por dacita porfírica con fenocristales relativamente grandes de feldespato, y una cantidad importante de cuarzo en una matriz de grano fino (Castro-Reino, 2004). El intrusivo se encuentra encajonado por las calizas de la Fm. Zuloaga, así como marga, arenisca y lutita de la Fm. La Caja (Ramírez-Peña, 2011). Los principales mecanismos de emplazamiento fueron: rebaje magmático y asimilación de roca encajonante a gran escala, así como deformación dúctil a pequeña escala (Ramírez-Peña, 2011). El distrito minero de Santa Rosa presenta cantidades relativamente pequeñas de menas polimetálicas (Cu, Pb, Zn, Ag) los cuales han sido minados a lo largo de vetas, zonas de contacto y reemplazamientos adyacentes al contacto entre la dacita porfídica y las calizas encajonantes (Castro-Reino, 2004).

3.6 Modelo Tectónico CICO

González-Guzmán (2011) basado en información disponible para el CICO y al marco geológico regional presenta un modelo de evolución tectónica. En este los plutones que componen a dicho cinturón, serían derivados de la fusión parcial de un manto enriquecido. El material magmático ascendió a través de fallas, sufriendo asimilación cortical en dos etapas: (a) La primera en la porción Oriental del CICO (Cretácico Tardío), a partir de un ángulo alto de subducción de la placa Farallón con respecto a Norteamérica y (b) La segunda en la porción occidental del CICO ocurrida durante la somerización máxima del ángulo de la placa Farallón en relación con la placa de Norteamérica, ocurrida en el Eoceno. Indicando con esto la generación del CICO como resultado de dos eventos tectonomagmáticos diferentes y presenta el siguiente modelo (**Figura 3.11**).

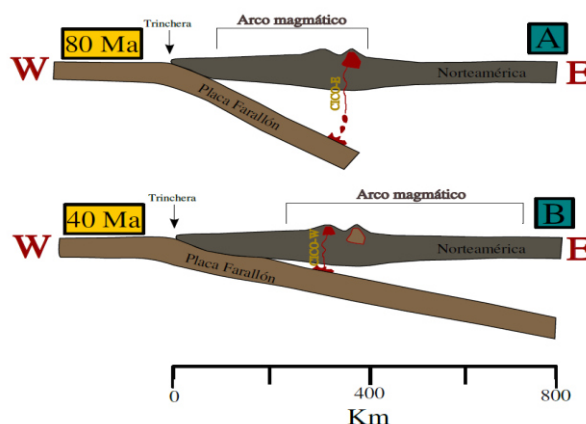


Figura 3.11.- Modelos conceptuales propuestos sobre el origen del CICO, originándose por fusión parcial de un manto enriquecido con asimilación de material cortical en dos etapas: (A) CICO-E a partir de un ángulo de subducción en el Cretácico Tardío y (B) CICO-W, durante la somerización máxima del ángulo de la placa Farallón durante el Eoceno. Tomada de González - Guzmán (2011).

3.7 Sierra de La Caja

Para el Sector del Distrito Minero de Concepción del Oro y áreas aledañas se presenta una serie de pliegues con una marcada tendencia anómala con respecto al resto de la cadena SMOr en su porción E y SE. De norte a sur dichos pliegues son conocidos como: Sierra de Canutillo, Sierra de La Caja, Sierra de Santa Rosa y Sierra de Santa Rita (**Figura 3.12**). La parte oriental de la Sierra de La Caja es conocida como la Sierra de Concepción del Oro, mientras la parte oriental de la Sierra de Santa Rosa es llamada Sierra de San José, las cuales están en parte unidas por un gran stock granodiorítico (Rogers et al., 1956).

Una importante cantidad de trabajos con carácter geológico se presentan para la Sierra de La Caja dentro de ellos se encuentran: Burkart (1836), Burckhardt (1907), Rogers et al. (1956), De Cserna (1956), Padilla y Sánchez (1982), Zarate y Aranda (1982), SGM (2000), Castro-Reino (2004), Chávez-Cabello et al. (2007), Gómez-Alejandro y González-Aguilar (2010) y Ramírez-Díaz (2012). La Sierra de La Caja representa una estructura tipo anticlinal de alto relieve que se encuentra limitada al norte por el Valle de Bonanza y al sur por el Valle de Mazapil (De Cserna, 1956; Rogers et al., 1956). Las rocas más antiguas afloran en el núcleo del anticlinal y están representadas por las Fms. Zuloaga y La Caja, mientras que en sus flancos representando las formaciones más jóvenes, aflora la Fm. Caracol.

El anticlinal La Caja corresponde estructuralmente a un anticlinal asimétrico volcado con un plano axial inclinado S-SW y una vergencia hacia el N-NE, presentando variaciones graduales en el rumbo de su eje, definiendo una morfología arqueada, orientado casi E-W en el occidente, WNW-ESE en la parte central finalmente casi N-S a NNW-SSE hacia el este (Ramírez-Díaz, 2012). A este último sector se le conoce como la Sierra de Concepción del Oro, en cuyo núcleo se presenta la intrusión de cuerpos magmáticos de composición granodiorítica (Concepción del Oro-Providencia) descritos con anterioridad. Siendo esta última porción, en donde se presenta la mineralización de hierro del depósito Sol y Luna.

Ramírez-Díaz (2012) mencionó que una característica clave para la comprensión de la geometría del anticlinal La Caja, es una cabalgadura que lleva este mismo nombre, la cual afecta al flanco frontal de dicho anticlinal y yuxtapone rocas del Jurasico Superior sobre rocas del Cretácico Inferior y Superior. Este mismo autor menciona que la cabalgadura La Caja presenta una orientación general E-W, presentando una variación de rumbo con respecto a la actitud de la estructura mayor (anticlinal La Caja), indicando una dirección de transporte hacia el N-NE. Este acortamiento sería

transferido desde el borde del pacifico mexicano durante la acreción del Terreno Guerrero y los propios inicios de la Orogenia Sevier-Laramide manifestada en la parte central de México.

Estos pliegues de tendencia curvada “anómala”, han sido definidos recientemente por Ramírez-Peña y Chávez-Cabello (2017) como un oroclinal con transporte tectónico regional hacia el NE y los han denominado como la “**Saliente de Concepción del Oro**”, en la cual los pliegues del área están relacionados con propagación de fallas de un *décollement* regional. A demás estos mismos autores proponen que la deformación de piel delgada en la Saliente de Concepción del Oro estuvo activa entre los 92 y 71.6 Ma y que las estructuras originadas por este evento de deformación sufrieron modificación debido al emplazamiento de cuerpos intrusivos.

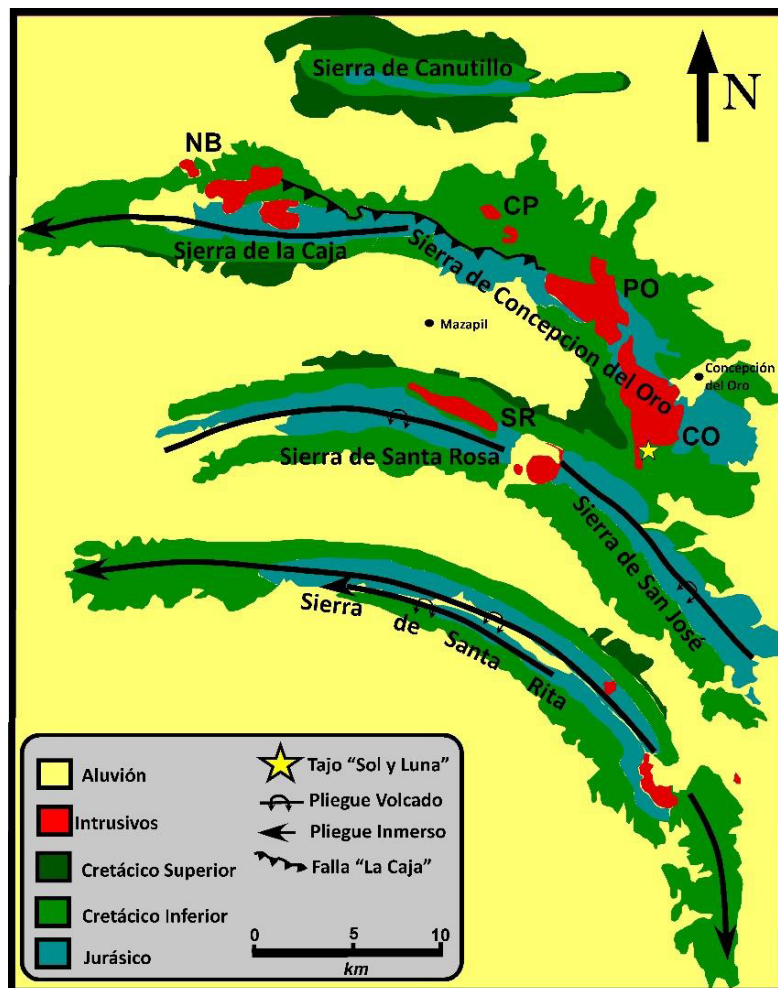


Figura 3.12.- Mapa geológico regional simplificado para la Saliente de Concepción del Oro, en el que se denota la ubicación del área de estudio dentro de la estructura conocida como Sierra de Concepción del Oro, en la parte oriental de la estructura mayor denominada como Sierra de la Caja. Se señalan los cuerpos intrusivos; Noche Buena (NB), Santa Rosa (SR), Colorado - La Pachona (CP), Providencia (PO) y Concepción del Oro (CO). Imagen modificada de Buseck (1966).

Capítulo IV Geología Local

El área de estudio se ubica en la porción SE del anticlinal La Caja. En el área de Concepción del Oro se presenta una columna estratigráfica compuesta por rocas carbonatadas y clásticas de origen marino que cubren un intervalo de edades que van desde el Jurásico Superior al Cretácico Superior. Dichas rocas experimentaron deformación dúctil (plegamiento) y frágil (fallamiento) producto de la Orogenia Laramide (Cretácico Superior). Así mismo, muestran evidencia de deformación por el emplazamiento del cuerpo magmático de Concepción del Oro en su núcleo.

La interacción del intrusivo con las rocas encajonantes provocó en abundantes sectores metamorfismo-metasomatismo-hidrotermalismo producto del contacto e interacción con fluidos. Se considera que este efecto es el responsable de la generación abundante de mineralización metálica en el Distrito Minero de Concepción del Oro. El mapa geológico y la columna estratigráfica para el área Sol y Luna son presentados en el apartado de Anexos, junto con un perfil representativo (Anexo 1). A continuación, se describe la estratigrafía del área de estudio y los antecedentes de cada una de las Formaciones mencionadas.

4.1 Estratigrafía Local

La estratigrafía del área Sol y Luna está dada por una columna sedimentaria principalmente carbonatada que va desde el *Oxfordiano-Kimmeridgiano* hasta el *Aptiano*. Litológicamente la secuencia está compuesta por rocas carbonatadas, en menor proporción rocas detríticas finas y rocas intrusivas.

4.1.1 Formación Zuloaga (*Jurásico Superior*)

Esta formación del Oxfordiano-Kimmeridgiano fue primeramente estudiada por Buckhardt (1906 a) en localidades del centro de la República, el cual la denominó como una caliza de Nerineas. Posteriormente, Imlay (1938) propuso el término “Caliza Zuloaga” para dicha unidad y sugirió como localidad tipo la Sierra de Sombreretillo en el municipio de Melchor Ocampo, Zac. En el área de estudio la Fm. Zuloaga representa la unidad más antigua y aflora en el en el valle cercano al poblado de La Laja, ocupando el eje del anticlinal La Caja. Consiste de caliza de tonalidad gris claro a oscuro y está en contacto concordante con la Fm. La Caja (**Figura 4.1**). La Fm. Zuloaga presenta un espesor aproximado de 600m para el área de estudio. Por otra parte, para la zona de estudio, esta roca presenta una textura tipo *grainstone*, con pequeños cristales de tremolita como producto del metamorfismo de contacto.



Figura 4.1.- Calizas con signos incipientes de metamorfismo de la Formación Zuloaga.

4.1.2 Formación La Caja

Esta formación del Kimmeridgiense - Berriasiano Medio fue definida por Imlay (1938) como una secuencia de estratificación delgada de caliza fosforítica, margas, lutita oscura y limolita, con capas intercaladas de pedernal negro y caliza gris. La localidad tipo se ubica en la Vereda del Quemado en la Sierra de La Caja, al norte del municipio de Mazapil, Zacatecas. Rogers et al. (1956), reconocieron para el área de Concepción del Oro, la presencia de cuatro unidades que consisten de: (1) Limolitas calcáreas de estratos delgados con pedernal, (2) Calizas arcillosas-margas, con amonites en estratos delgados, (3) Sedimentos fosfáticos calcáreos con pedernal y fosforita calcárea y (4) Limolitas calcáreas que gradúan a calizas limosas, y que llegan a presentar lentes de pedernal. Para el área de estudio, se encuentra constituida por rocas margo-arcillosas en estratos delgados de ~5-10 cm de espesor y un espesor total de ~50m, con una tonalidad gris oscura (**Figura 4.2**). Presenta una disposición estructural de $230^{\circ}/60^{\circ}$. El contacto con la infrayacente Fm. Zuloaga (**Figura 4.3**) es concordante y abrupto, mientras que en su techo se da la transición a la Fm. Taraises.



Figura 4.2.- Estratos delgados (~ 5 - 10 cm) de material margoso y arcilloso de la Formación La Caja.

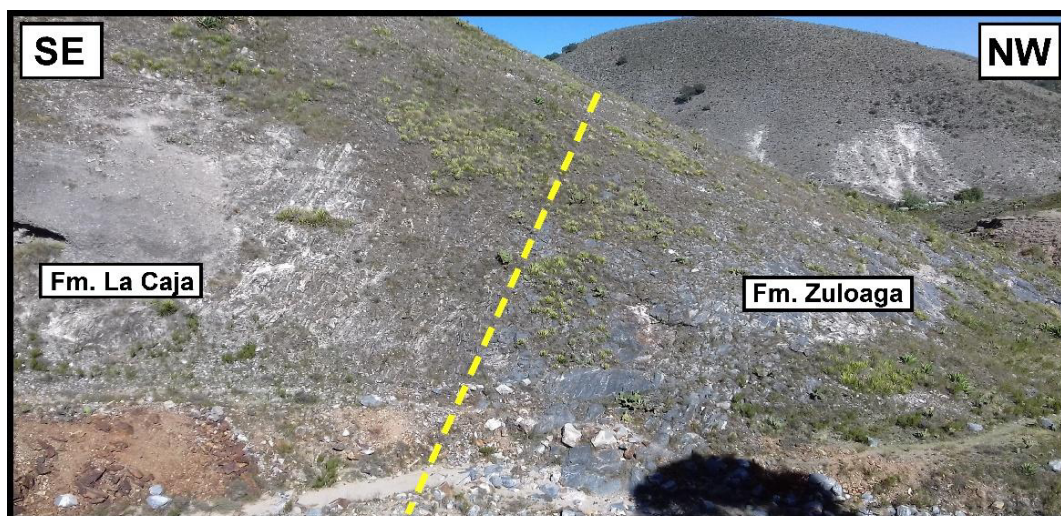


Figura 4.3.- Contacto entre la Fm. La Caja (izquierda) y la Fm. Zuloaga (derecha) representado aproximadamente por la línea amarilla.

4.1.3 Formación Taraises

Esta formación presenta una edad del Berriasiano-Valanginiano. Primeramente descrita por Imlay (1936) y definida como una secuencia de calizas que sobreyace a la Fm. La Caja y/o Casita y a su vez sobreyacida por la Fm. Cupido. Este autor asignó como localidad tipo al Cañón de Taraises, en la parte oeste de la Sierra de Parras, a ~20 km al SE de la ciudad de Parras, Coahuila. En el área de estudio, dicha Formación se encuentra sobreyaciendo de manera concordante y transicional a la Fm. La Caja. Así mismo, se presenta subyaciendo de forma concordante y transicionalmente a la Fm. Tamaulipas Inferior. Esta Formación está constituida por calizas de tonalidad grisácea de estratificación nodular con espesores medianos a gruesos, de ~15 a 35 cm y un espesor total de ~140m presenta laminaciones (~3 cm de espesor) de material arcilloso entre paquetes carbonatados (Figura 4.4). Estructuralmente se presentan dos familias de estratificación, una de $\sim 205^{\circ}/44^{\circ}$ y otra de $286^{\circ}/73^{\circ}$.



Figura 4.4.- Paquetes carbonatados con laminaciones de material arcilloso correspondientes a la Formación Taraises.

4.1.4 Formación Tamaulipas Inferior

Esta Formación presenta una edad del Hauteriviano-Aptiano Inferior y fue primeramente definida por Muir (1936), el cual la describe como una secuencia de caliza gris criptocristalina con nódulos de pedernal. Designó como localidad tipo El Cañón de la Borrega, al SE de Cd. Victoria, Tamaulipas. El contacto inferior de esta Formación es de forma concordante y transicional con la Fm. Taraises. Por otro lado, se encuentra sobreyacida por la Fm. La Peña. La Fm. Tamaulipas Inferior se correlaciona con la Fm. Cupido del NE de México (Imlay, 1937).

Ramírez-Peña (2011) menciona que comúnmente se divide en cuatro miembros a la Fm. Tamaulipas Inferior para esta área: **(a) Miembro 1.** Exhibe un espesor mínimo de 185 m, los cuales se componen de calizas de tonalidad gris oscuro con espesores de 0.70 a 1 m y con nódulos de pedernal negro. **(b) Miembro 2.** Presenta un espesor de ~ 25-30 m, constituido por margas de 15 - 20 cm, de color gris oscuro. **(c) Miembro 3.** Muestra un espesor mínimo de 65 m. Presenta estratos de margas de 5 a 10 cm de color gris oscuro con intercalaciones de lutita negra laminar. **(d) Miembro 4.** El contacto con el miembro 3 se da de una forma transicional. Presenta un espesor de 210 m y consiste de caliza gris claro con espesores de 30 - 70 cm con intercalaciones de limolita laminar de tonalidad verdosa rica en ceniza volcánica.

En el área de estudio la Fm. Tamaulipas Inferior está representada por calizas de tonalidad gris claro de espesores medianos a gruesos, de aproximadamente 40 cm (esto último para la zona cercana al Tajo, **Figura 4.5a**) y un espesor total de ~600m. Presenta estilolitas paralelas a la estratificación y sedimentarias alteradas por hidrotermalismo, además de pedernal negro en horizontes delgados (~3cm de espesor, **Figura 4.5b**).

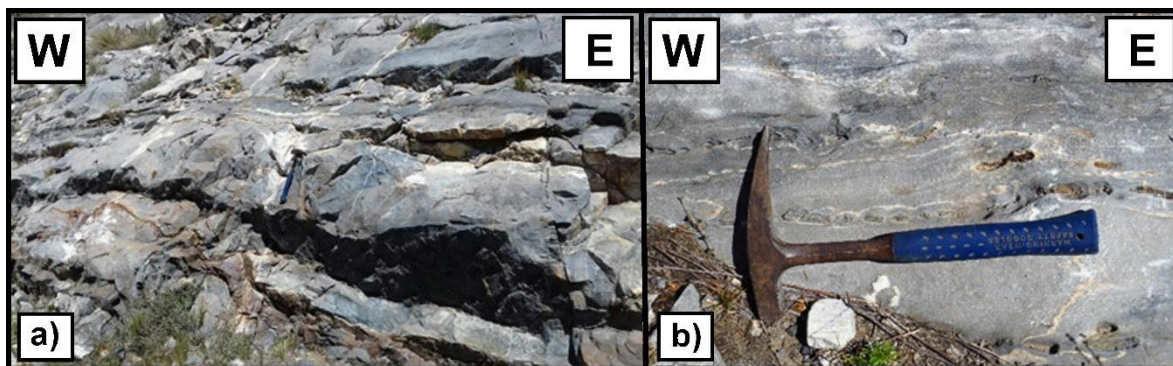


Figura 4.5.- (a) Afloramiento de caliza de estratificación gruesa, presentando una tonalidad gris clara y (b) estructuras de *boudinage sensu stricto* en pedernal negro.

En el área expuesta por el corte de la carretera a Mazapil (Anexo 1), la Fm. Tamaulipas Inferior está representada por calizas de tonalidad gris claro de estratificación delgada (~10cm de espesor) alternadas con horizontes delgados de material más arcilloso (**Figura 4.6a**) y presenta nódulos o lentes de pedernal negro (**figura 4.6b**).

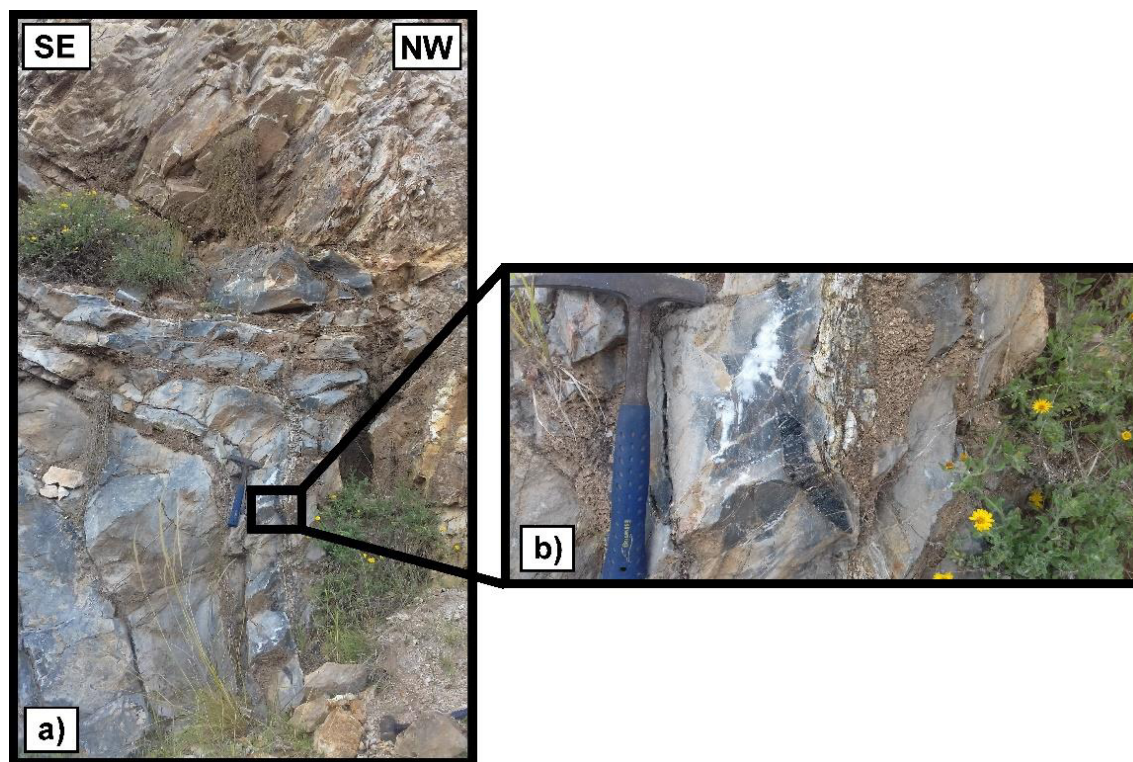


Figura 4.6.- a) Afloramiento de la Formación Tamaulipas Inferior, presentándose como calizas grisáceas de espesores de ~30 cm y b) Ocurrencia de lente de pedernal en la caliza.

En el contacto presente en la carretera, la caliza presenta evidencias de dos eventos deformacionales. El primero sería regional y asociado a la deformación laramídica, mientras que el segundo se relaciona con el emplazamiento de un cuerpo subvolcánico, denominado en este trabajo como Sill Superior (ver apartado, **Figura 4.7**). Ya que esta unidad es muy cercana al cuerpo magmático principal (lacolito “Concepción del Oro”) y además encajonando al sill superior, las rocas presentan evidencias de metamorfismo de contacto tales como: 1) tonalidades blanquecinas (**Figura 4.8a**), concentradas principalmente en planos de discontinuidad (fracturas), debido al paso de soluciones hidrotermales, 2) calizas marmolizadas producto de metamorfismo de contacto (**Figura 4.8b**), 3) presencia de granates y epidota, mayormente en los planos de estratificación y diseminados en la roca carbonatada (**Figura 4.8c**).

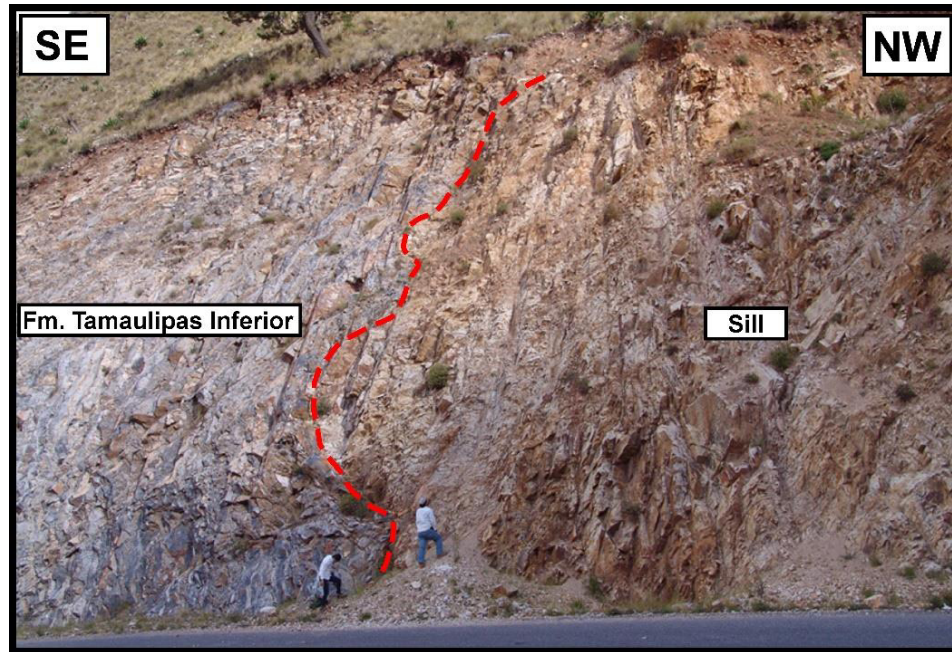


Figura 4.7.- Afloramiento de sill superior en la carretera, encajonado por calizas de la Formación Tamaulipas Inferior. Nótese el plegamiento generado en el contacto caliza - sill.

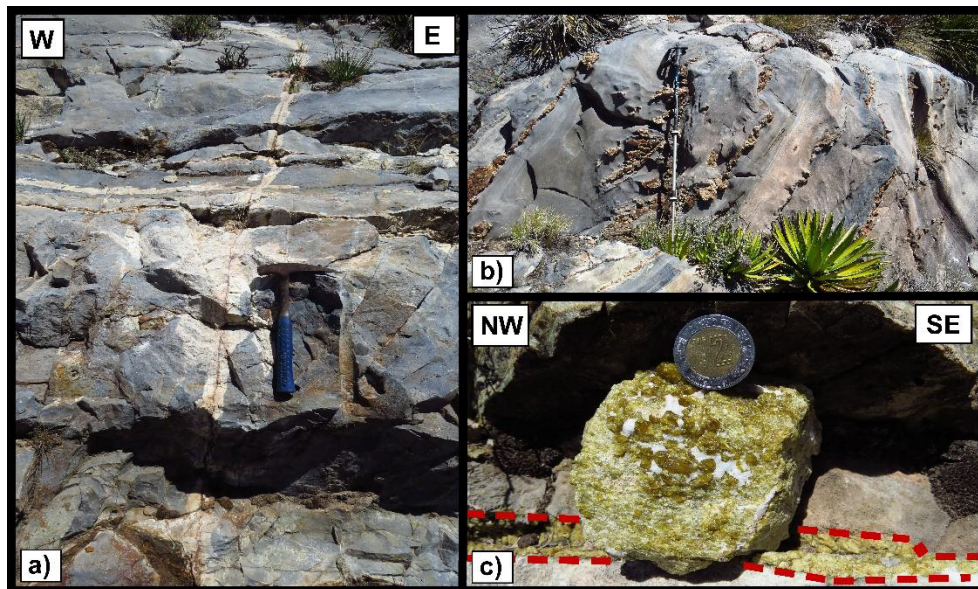


Figura 4.8.- a) Tonalidad blanquecina en fractura producto del paso de soluciones hidrotermales, b) calizas marmolizadas con apariencia semi-plástica y c) skarn de granate-epidota, cristalizado a lo largo de planos de estratificación.

4.1.5 Formación La Peña

Esta Formación tiene una edad del Aptiano y fue descrita originalmente por Imlay (1936), en el flanco W de la Sierra de Parras, Coahuila. Dicho autor menciona que esta Formación está constituida por un miembro inferior de composición calcárea y un miembro superior de composición calcáreo-lutítica. Para la región de Concepción del Oro, la Formación La Peña presenta

un espesor de 105 m (Gómez-Alejandro y González-Aguilar, 2010). Para el área de estudio aflora en la porción occidental del área de estudio y consiste principalmente de margas, en estratos con espesores de ~10-15 cm, con intercalaciones de material arcilloso (**Figura 4.9**). El contacto inferior se da de forma transicional con la Fm. Tamaulipas Inferior, mientras que en su parte superior es sobreyacida por la Fm. Cuesta del Cura.



Figura 4.9.- Alternancia de rocas margosas con horizontes lutíticos pertenecientes a la Fm. La Peña.

4.2 Rocas Magmáticas

Durante el trabajo de campo fue posible la identificación de rocas ígneas emplazadas en forma de Sills, así como un gran cuerpo intrusivo que ha sido relacionado con el stock principal “Concepción del Oro”. Se realizó el muestreo correspondiente a cada una de las unidades magmáticas para su posterior análisis, las características particulares de cada una son presentadas a continuación. La totalidad de las muestras así como las técnicas aplicadas en cada una de ellas se presentan en el Anexo 2.

4.2.1 Intrusivo “Concepción del Oro”

Este gran cuerpo rocoso aflora únicamente en la porción norte-noreste del área de estudio. Ha sido separado del cuerpo nombrado como “Sill Superior” debido a diferencias texturales y composicionales (mineralogía-geoquímica; ver cap. 4.2.2). Este cuerpo intrusivo se encuentra encajonado por las calizas de la Formación Tamaulipas Inferior. En su contacto se generaron una serie de reacciones producto de la interacción entre ambos cuerpos, generando con esto minerales calcosilicatados (**Figura 4.10**). Morfológicamente presenta la apariencia de un lacolito (Gómez-Alejandro y González-Aguilar, 2010). En muestra de mano esta roca presenta una textura fanerítica e isótropa. La composición mineralógica está representada por minerales félsicos tales como cuarzo,

feldespatos, así mismo como por minerales máficos tales como piroxenos y biotita (**Figura 4.10b**).

No se observan evidencias de ningún tipo de alteración hidrotermal.

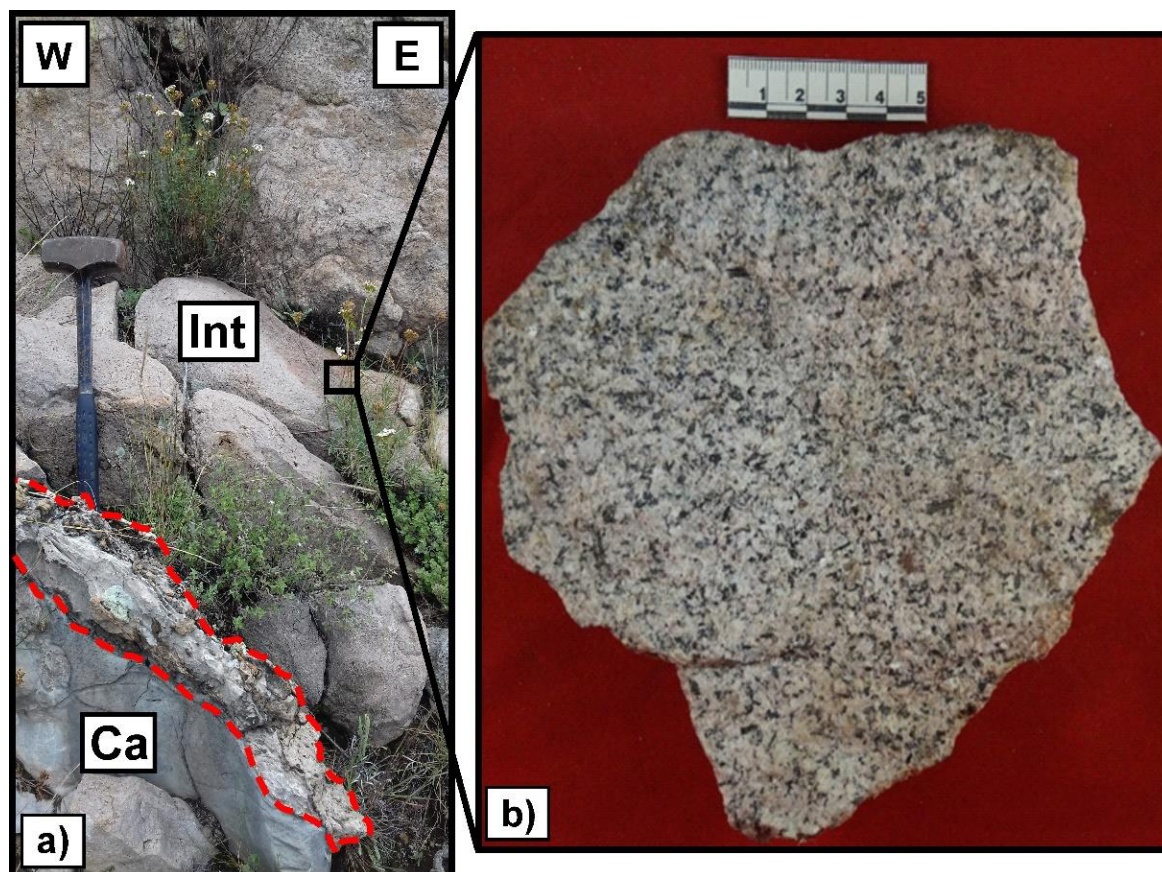


Figura 4.10.- a) Cuerpo intrusivo encajonado por rocas carbonatadas marmolizadas. En la zona del contacto aparecen minerales calco-silicatados producto de la interacción entre el cuerpo magmático y la encajonante y b) Muestra de mano. Abreviaturas; *Int*: Intrusivo y *Ca*: Roca calcárea.

4.2.2 Sill Inferior

Aflora en la parte central del área de estudio, gracias al corte de la carretera Concepción del Oro-Mazapil, así como en el pequeño valle donde se ubica la localidad conocida como La Laja. Se ha emplazado concordantemente a los estratos y ha sido denominada en este trabajo como “Sill Inferior”. Este cuerpo subvolcánico aprovechó los planos de estratificación de la Fm. Taraises (**Figura 4.11**). En de afloramiento, presenta una coloración naranja ligeramente rojiza provocada debido al intemperismo, mientras que en roca fresca presenta una tonalidad grisácea oscura. Fue muestreado en dos puntos, uno en la parte del valle (muestra SLS-01) y otro más sobre la carretera (muestra SLC-06). En muestra de mano, exhibe una textura porfírica, esto por la presencia de fenocristales de cuarzo y feldespatos embebidos en una matriz fina de color gris oscura.

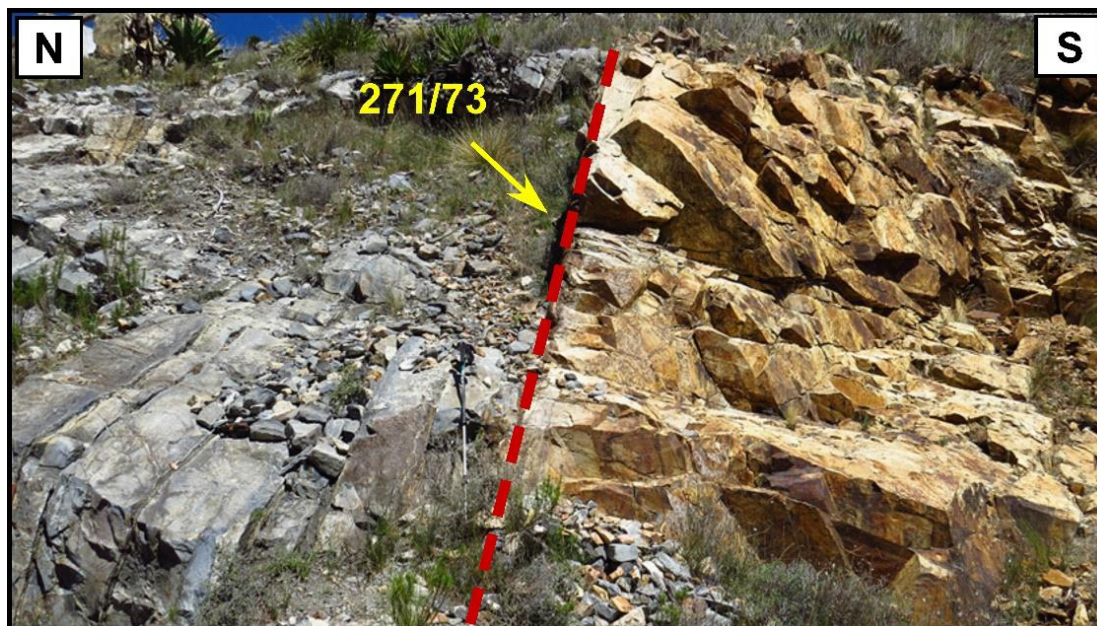


Figura 4.11.- Afloramiento del Sill Inferior. Línea roja marca el contacto entre la roca encajonante (izquierda) y el sill (derecha), con su dato estructural.

4.2.3 Sill Superior

El denominado Sill Superior aflora en la porción occidental y norte del área de estudio. Este fue emplazado en forma de sill aprovechando el espaciado disponible en los planos de estratificación de las rocas calcáreas de la Formación Tamaulipas Inferior. El afloramiento de este cuerpo subvolcánico se presenta en dos áreas, en una de ellas ha sido expuesto gracias al corte de la carretera (**Figura 4.12b**), mientras que una segunda área se da en la parte superior del Tajo Sol y Luna (**Figura 4.12a y c**).

Bloques magmáticos en mena

En el interior del Tajo Sol y Luna, se aprecian bloques “embebidos” en la zona de mineralización (**Figura 4.12d**). Dichos cuerpos presentan dimensiones variadas (decenas de centímetros a varios metros), así como evidencias claras de una moderada alteración hidrotermal, esto dictado por su tonalidad blanquecina. Se logran apreciar cuarzo y en menor proporción feldespato alcalino. Con el propósito de caracterizar de una mejor manera estos bloques de cuerpos magmáticos, se han realizado mediciones SWIR, así como análisis de química en roca total sobre la muestra SLT-25; estos resultados se presentan en apartados posteriores.

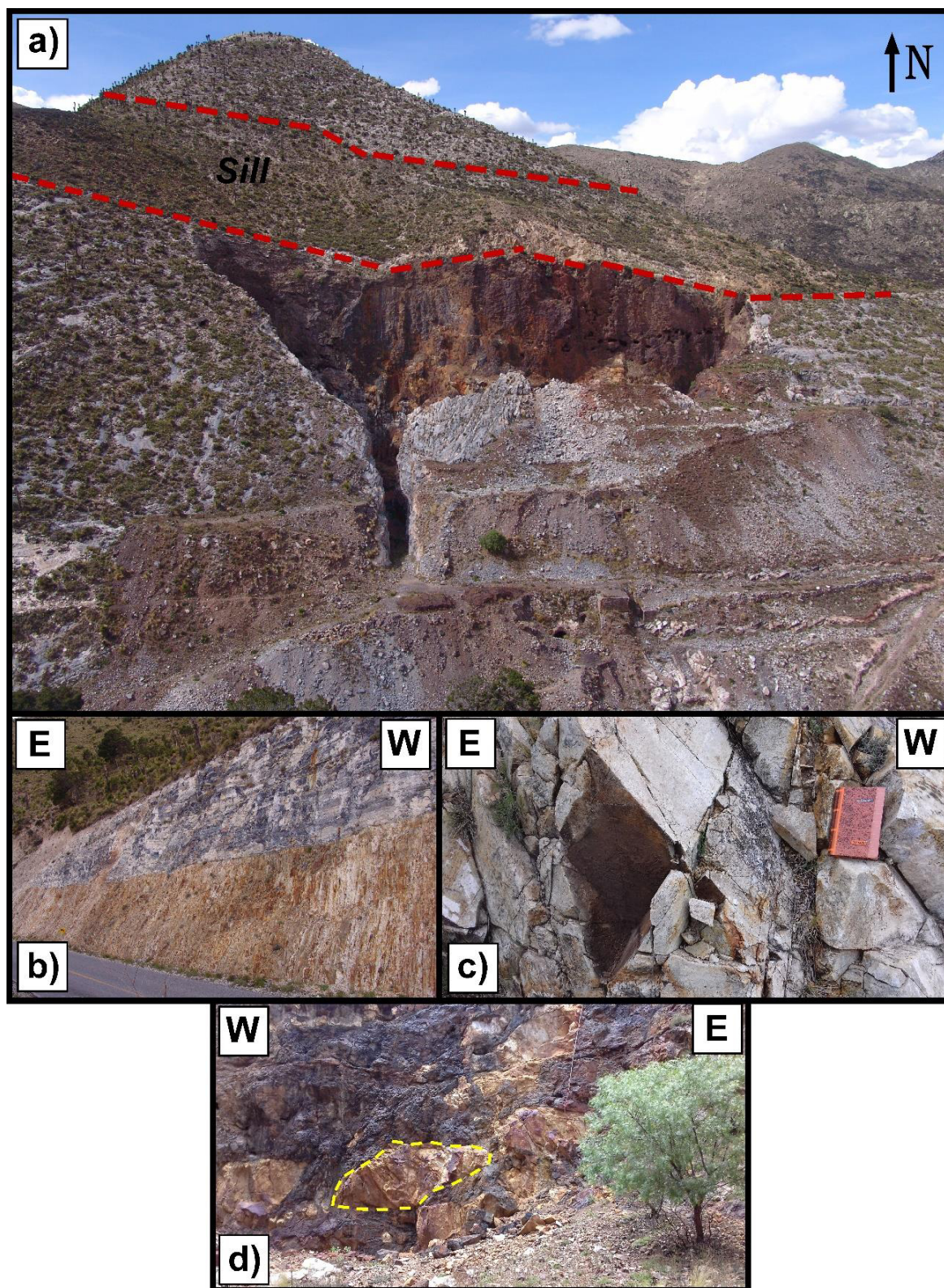


Figura 4.12.- a) Vista panorámica del tajo Sol y Luna, se resalta con líneas rojas la presencia del Sill Superior, b) Este mismo cuerpo subvolcánico aflorando en el corte de la carretera, c) Afloramiento del Sill Superior, mostrando su característica tonalidad blanquecina y d) zona interior del tajo, se resalta con líneas punteadas amarillas la presencia de uno de los bloques magmáticos. Cabe mencionar que estos bloques no son xenolitos o bloques transportados, sino que se trata de “ventanas” hacia el Sill Superior.

4.3 Rocas Metamórficas

En el área de estudio se presenta una interesante gama de rocas metamórficas. Debido a la influencia de calor ejercido por los cuerpos magmáticos, principalmente el intrusivo “Concepción del Oro”, se generó metamorfismo de contacto principalmente sobre las rocas carbonatadas. A continuación, se representan las características de cada una de las rocas metamórficas.

4.3.1 Mármol

Las rocas marmolizadas se presentan de manera muy restringida (**Figura 4.13**) alrededor del tajo, principalmente en la parte inferior y laterales del mismo. Es el resultado de metamorfismo de contacto de facie distal, generado por la influencia del calor ejercido por los cuerpos magmáticos presentes en el área. La unidad que presenta estas características únicamente es la Fm. Tamaulipas Inferior. Ocasionalmente se presenta mineralización de magnetita.



Figura 4.13.- Mármol de tonalidad blanquecina, se reconoce la presencia de magnetita. Unidad metamorfizada de la Fm. Tamaulipas Inferior.

4.3.2 Rocas Skarníferas

Como se mencionó en el Capítulo I, las rocas calcosilicatadas despliegan un amplio intervalo de texturas, composiciones y orígenes. En un extremo del espectro están las corneanas, rocas relativamente homogéneas y de grano fino y en el otro extremo se encuentran los cuerpos de grano grueso en carbonatos relativamente puros (Einaudi y Burt 1982). En el área de estudio estos cuerpos ricos en granate pueden ser reconocidos en varios puntos. La cristalización de este tipo de minerales se da principalmente en planos de discontinuidad de la Fm. Tamaulipas Inferior y con mayor presencia en la zona norte del área. En dicho punto se presenta predominantemente como bandas compuestas principalmente de granate de color café-verdoso y epidota con tonalidades verdosas-amarillentas (**Figura 4.14**).

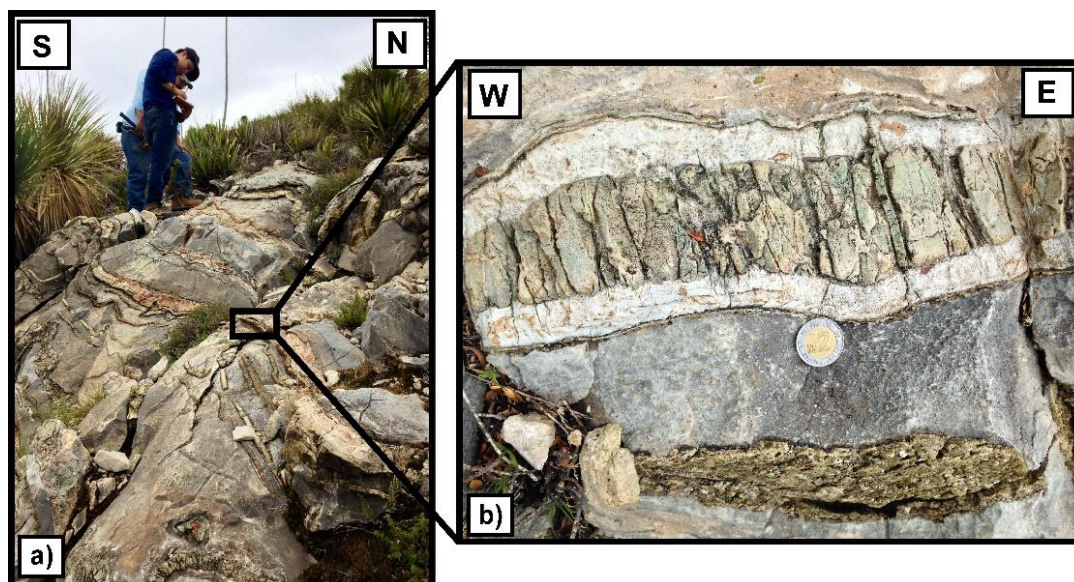


Figura 4.14.- Roca calcosilicatada compuesta de granate y epidota aflorando en planos de estratificación de la Fm. Tamaulipas Inferior marmolizada.

Por otro lado, existen cuerpos formados casi en su totalidad de granate de tonalidad rosácea-rojiza de grano grueso. Se encuentra en contacto concordante con el Sill Superior en su parte superior, así como con el cuerpo mineralizado hacia la base (**Figura 4.15**). Fue muestreado y etiquetado como SLE-08 para estudios más detallados.

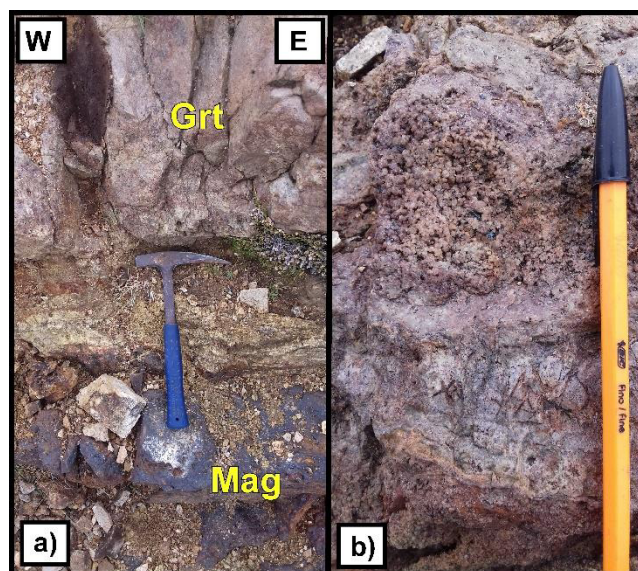


Figura 4.15. - Cuerpo skarnífero compuesto de granate (Grt), a) contacto entre una zona rica en granate (superior), una parte intermedia de granate con filosilicatos (?) y en la parte inferior el cuerpo de magnetita (Mgt) y b) Detalle de (a) para la zona de granate.

Fue posible reconocer la presencia de cuerpos ricos en granate de grano fino a medio con tonalidades amarillentas parduzcas a la cercanía del cuerpo mineralizado de hierro “Sol y Luna”, principalmente en la entrada del tajo, exhiben extensiones y dimensiones bastante restringidas

(Figura 4.16a). Este cuerpo fue muestreado y etiquetado como SLT-05. Se encuentran principalmente como relleno de planos de discontinuidad en las calizas deformadas y metamorizadas de la Formación Tamaulipas Inferior. Así mismo, se aprecian minerales calcosilicatados de apariencia diseminada (granate-epidota) en “caídos” (Figura 4.16b) y llegan a presentarse en asociación con óxidos y sulfuros (Figura 4.16c). Por último, fue posible reconocer la ocurrencia de granates de color negro (muestra SLG), sobre las calizas de la Fm. Taraises, estos cristales se presentan de manera esporádica y en ocasiones altamente concentrados en asociación con pedernal, se presentan en cercanía al Sill Inferior (Figura 4.16 d y e). La descripción detallada de todos estos cuerpos ricos en granate se abordará en el Capítulo V Geología del Yacimiento.

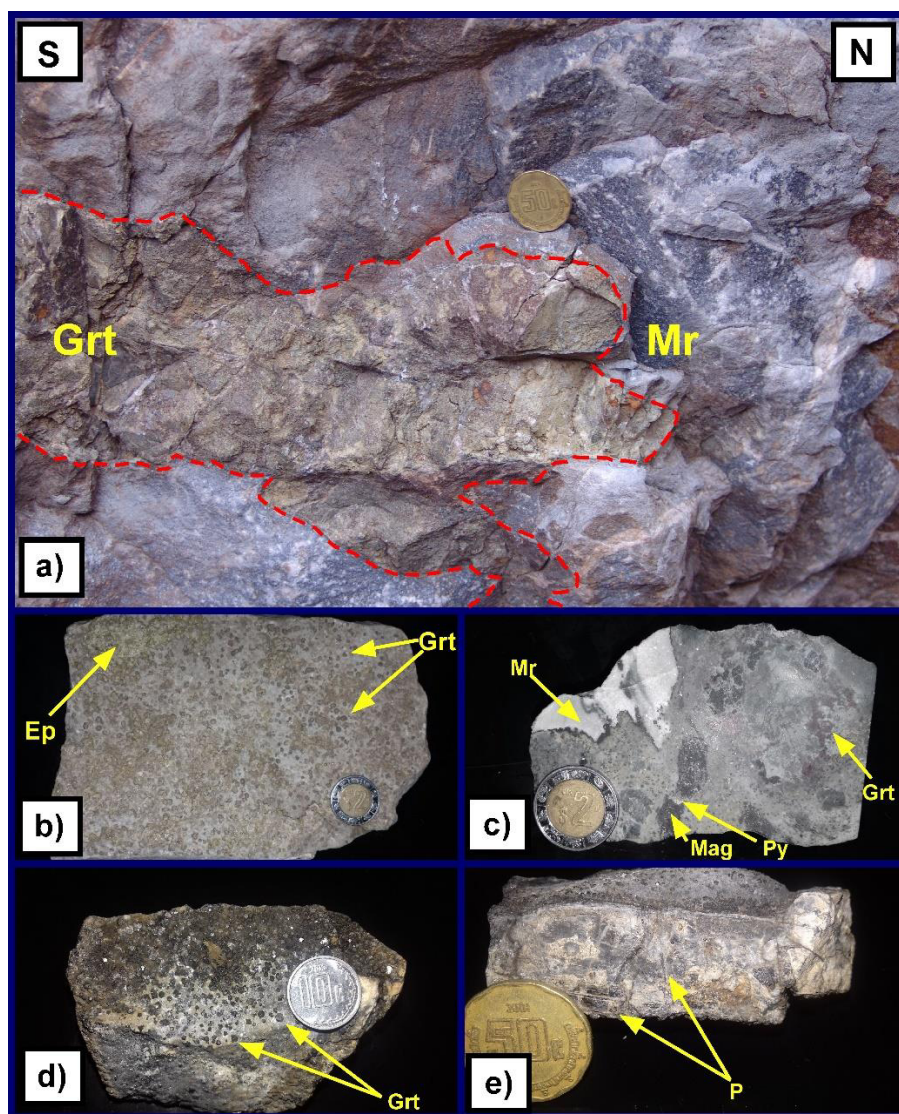


Figura 4.16.- a) Relleno de material rico en granate, b) muestra de mármol con abundante presencia de granate (marrón) y epidota (verde), c) muestra de mano con granate, pirita y magnetita en contacto con mármol, d) y e) granates negros en caliza y pedernal. Abreviaturas; Grt: Granate, Mr: Mármol, Ep: Epidota, Mgt: Magnetita, Py: Pirita y P: Pedernal.

4.4 Petrografía de las Unidades Ígneas

Con el propósito de conocer la composición mineralógica, clasificar e inferir procesos involucrados se realizó la petrografía convencional de muestras de los cuerpos magmáticos anteriormente descritos: Lacolito Concepción del Oro, Sill Inferior y Sill Superior.

4.4.1 Lacolito Concepción del Oro

Este cuerpo magmático fue muestreado y etiquetado con la clave SLI-01. Aflora exclusivamente en la parte superior del área de estudio, presenta una textura marcadamente fanerítica. Los cristales observados en la muestra en orden de abundancia corresponden a: plagioclasa, microclina, cuarzo, biotita, clinopiroxeno, ortoclasa y apatito (**Figura 4.17**). Los cristales de cuarzo presentan un hábito xenomórfico y exhiben la extinción ondulosa característica. Los clinopiroxenos presentan hábitos anhedrales, en tanto que la biotita presenta tonalidades marrón. El feldespato potásico de mayor abundancia en la muestra analizada es la microclina, mientras que la ortoclasa aparece de manera subordinada. El apatito se presenta como mineral accesorio, con hábitos bien desarrollados euhedrales y tonalidades blanquecinas bajo NX (**Figura 4.18 a**). Las plagioclasas presentan hábitos subhedrales a euhedrales, estos cristales presentan características interesantes tales como 1) zonamiento, lo cual es común observar en la muestra y 2) se llegan a presentar fracturados y fallados tal y como puede ser observado en la **Figura 4.18 b**.

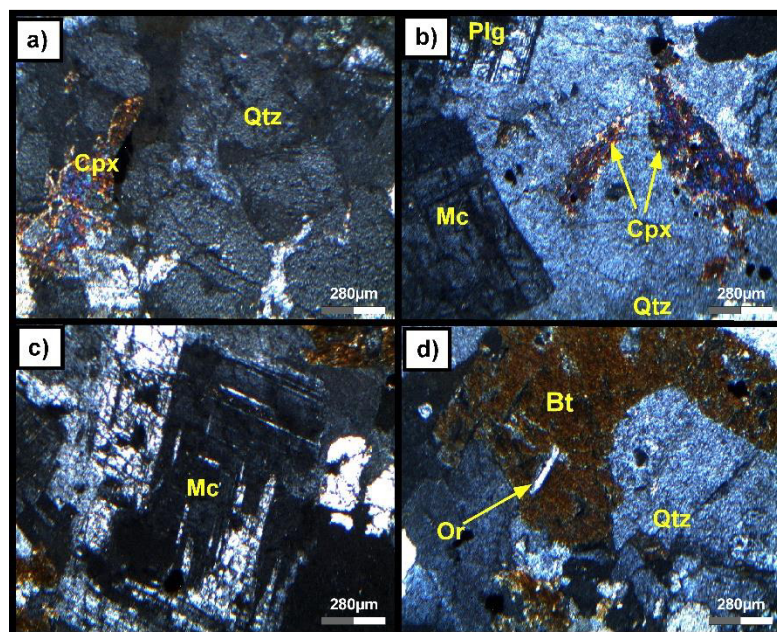


Figura 4.17.- a) fenocristales de cuarzo y clinopiroxeno, b) cristales de microclina y plagioclasa, clinopiroxeno embebidos en cuarzo, c) fenocristal de microclina con maclado en parrilla y d) cristal de ortoclasa en biotita. Todas las imágenes vistas bajo NX. Abreviaturas, Qtz: Cuarzo, Cpx: Clinopiroxeno, Plg: Plagioclasa, Mc: Microclina, Bt: Biotita y Or: Ortoclasa.

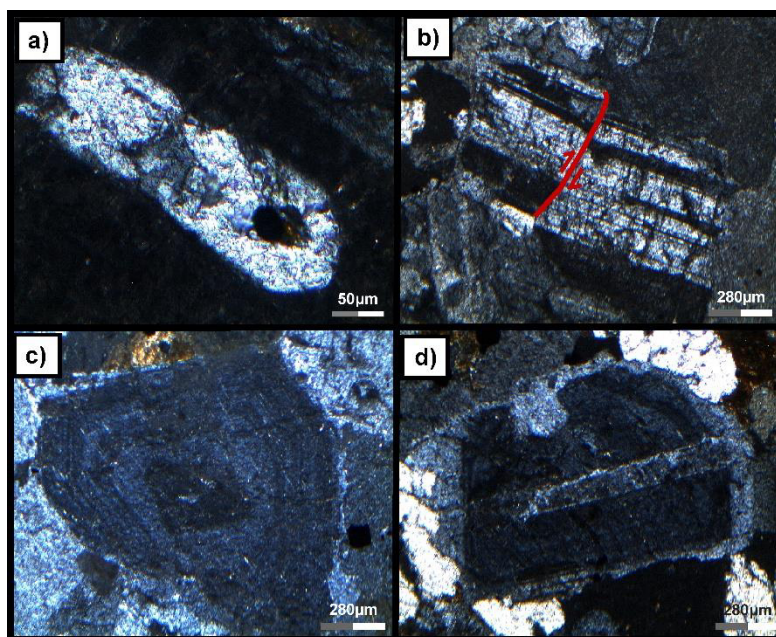


Figura 4.18.- a) Apatito en microclina, b) plagioclase fallada, c) y d) plagioclases con zonamiento concéntrico. Imágenes tomadas bajo NX.

4.4.2 Sill Superior

Durante el análisis al microscopio de la muestra SLE-09, el primer aspecto que resalta es que esta roca presenta evidencias de alteración. Se observa que presenta una textura porfídica cuyos fenocristales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclase, zircón y anfíbol. Estos fenocristales se encuentran embebidos en una matriz de apariencia cuarzo-feldespática (Figura 4.19 a y b). Las plagioclases al igual que los feldespatos alcalinos presentan desarrollos subhedrales y se encuentran parcialmente sericitizados. Contiene anfíboles de tonalidad verdosa (N//) producto de la alteración-reemplazamiento de lo que probablemente fueron fenocristales de piroxenos (Figura 4.19 c). Como minerales accesorios comunes se presentan zircón y óxidos de hierro (Figura 4.20).

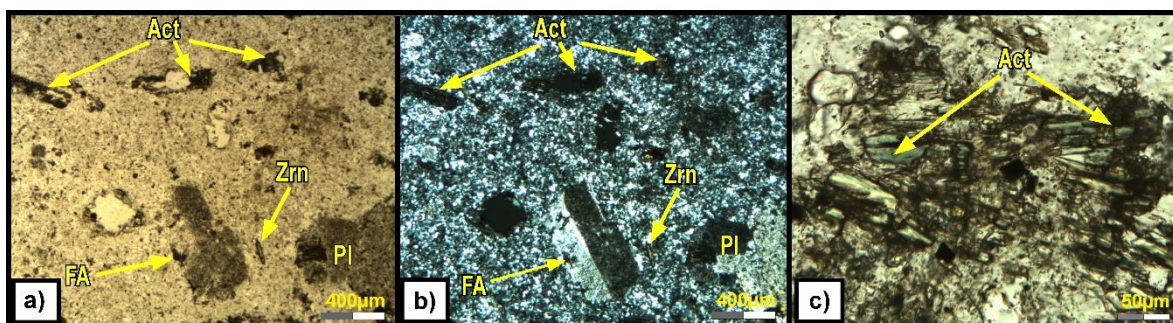


Figura 4.19.- a) y b) Fenocristales de feldespato alcalino y plagioclase embebidos en una matriz cuarzo - feldespática, que se encuentran moderadamente alterados a sericita. Se nota la ocurrencia de zircón y actinolita, vistos bajo N// y NX respectivamente. c) Actinolita reemplazando a lo que probablemente era un piroxeno, tomada bajo N//. Abreviaturas, FA: feldespato alcalino, Pl: plagioclase, Zrn: Zircón y Act: actinolita.

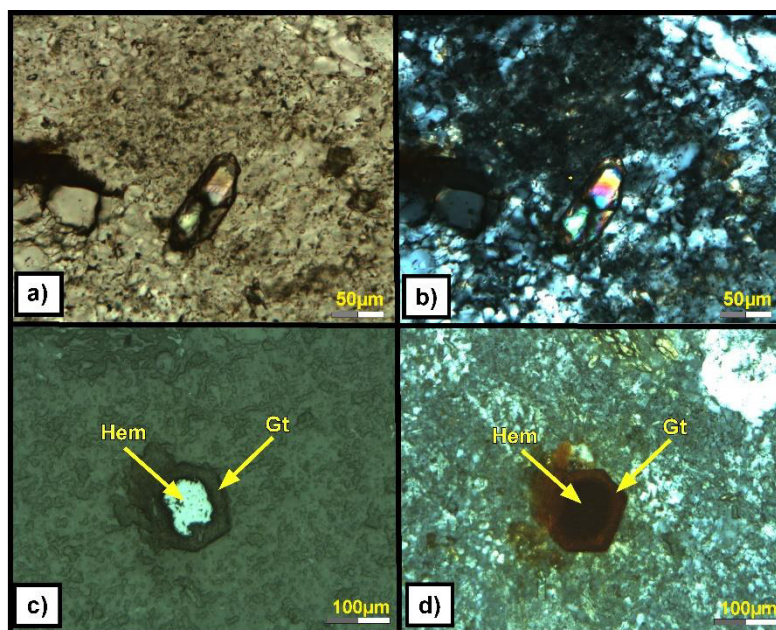


Figura 4.20.- a) y b) Cristal euhedral de zircón con zonamiento bien desarrollado, visto bajo N// y NX respectivamente. c) y d) Óxidos de hierro como minerales accesorios. Imágenes de microscopía de luz reflejada. Hem: hematita y Gt: Goethita.

4.4.3 Sill Inferior

Este cuerpo magmático fue muestreado y analizado petrográficamente para las dos zonas en donde se encuentra aflorando, en el valle cerca del poblado La Laja y sobre el corte de carretera. El estudio revela una textura glomeroporfírica, en la que los fenocristales de ortoclasa, microclina, plagioclasa, cuarzo, clinopiroxeno y apatito, se encuentran embebidos en una matriz fina a media de apariencia cuarzo-feldespática con una evidente sericitización.

La **Figura 4.21** representa a la muestra SLS-01 obtenida en el valle, mientras que la **Figura 4.22** representa a la obtenida en el corte de la carretera (SLC-06). Para las variedades de feldespatos potásicos se observa una marcada abundancia de ortoclasa por encima de microclina, ambos llegan a presentar desarrollos euhedrales a subhedrales. Los fenocristales de plagioclasa con desarrollos prácticamente subhedrales con una característica macla polisintética, así mismo, aunque en menor medida, llegan a presentar zonamiento concéntrico con el núcleo marcadamente más sericitizado que los bordes. Esto revela diferencias composicionales durante la cristalización de este cuerpo subvolcánico. En menor abundancia se encuentran fenocristales de biotita y clinopiroxenos ambos con desarrollos subhedrales a anhedrales. Estos últimos pueden llegar a presentarse en forma de agregados glomeroporfíricos.

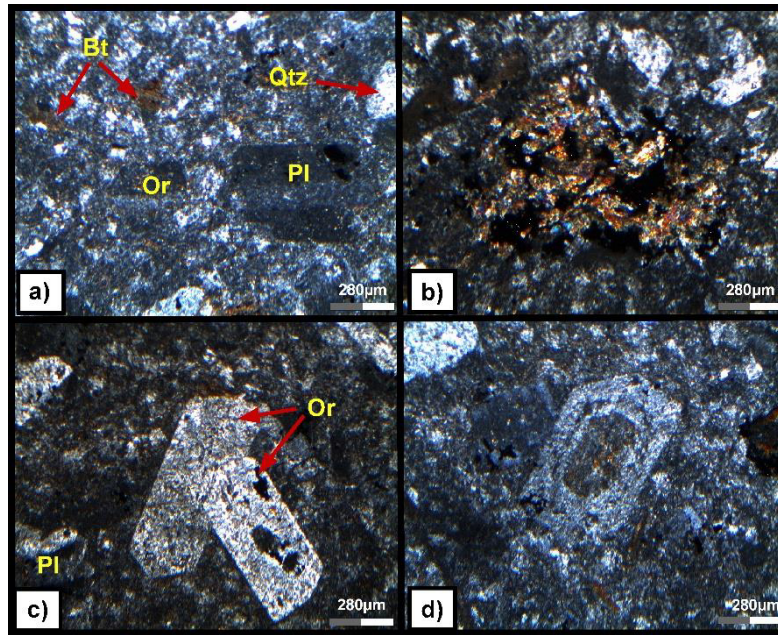


Figura 4.21.- a) Textura porfídica dada por la presencia de fenocristales de plagioclase, ortoclase, cuarzo y biotita embebidos en una matriz fina a media, b) agregado de clinopiroxenos, c) fenocristales de ortoclase y d) cristal zonado de plagioclase con núcleo sericitizado. Imágenes tomadas bajo NX. Abreviaturas, Or: Ortoclase, Pl: Plagioclase y Bt: Biotita.

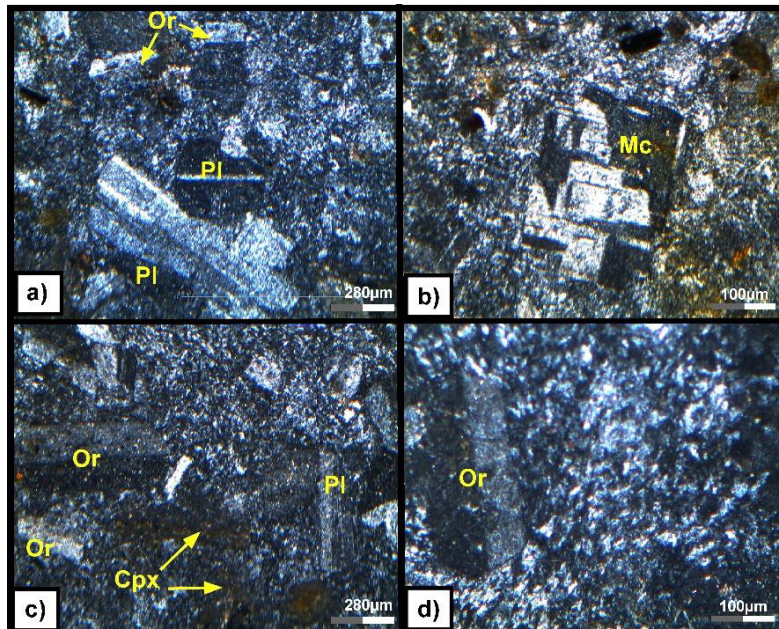


Figura 4.22.- a) fenocristales de ortoclase y plagioclase embebidos en matriz fina, b) cristal de microclina con su característico maclado, c) cristales de ortoclase, plagioclase y clinopiroxeno parcialmente sericitizados y d) fenocristal de ortoclase embebido en matriz fina. Todas las imágenes observadas bajo NX. Abreviaturas, Or: Ortoclase, Pl: Plagioclase, Mc: Microclina y Cpx: Clinopiroxeno.

4.5 Clasificación Petrográfica

Se analizaron un total de 4 muestras de rocas ígneas. Tres de ellas, representando al *Lacolito Concepción del Oro* (SLI-01) y al cuerpo subvolcánico nombrado como *Sill Inferior* (SLS-01 y SLC-06) fueron utilizadas para su clasificación petrográfica de acuerdo al diagrama *QFAP* de Streckeisen (1976). La muestra del *Sill Superior* (SLE-09) presenta claras evidencias de alteración hidrotermal, por lo cual fue excluida de este procedimiento. En la muestra SLI-01, la cual presenta una textura fanerítica, se realizó un conteo de 202 puntos, en tanto que para la SLS-01 y SLC-06 al presentar una textura porfírica ha sido necesario realizar conteos de los fenocristales, alcanzando un total de 114 y 125. En base al diagrama *QFAP* la muestra SLI-01 presenta la composición típica para una *Granodiorita*, mientras que la SLS-01 corresponde a una *Cuarzo Sienita* y por último la SLC-06 a una *Cuarzo Monzonita* (**Figura 4.23**). Debido a que estas dos últimas presentan una textura porfírica como ha sido mencionado anteriormente han sido clasificadas como *Pórfido Cuarzo Sienítico* y *Pórfido Cuarzo Monzonítico*.

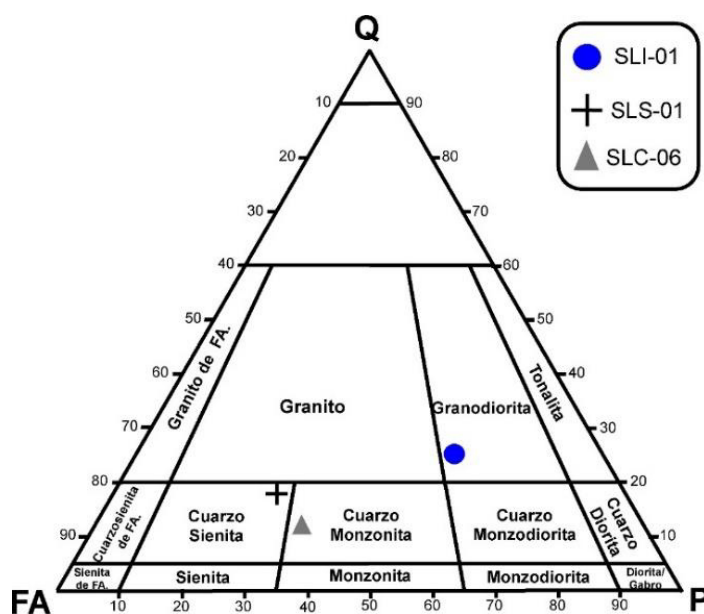


Figura 4.23.- Diagrama *QFAP* (Q: cuarzo, FA: feldespato alcalino, P: plagioclasa) de Streckeisen (1976) en el que se grafican las muestras analizadas petrográficamente.

4.6 Geoquímica de Rocas Ígneas

La realización de los análisis geoquímicos de rocas ígneas fue hecha sobre un total de seis muestras (SLI-01, SLC-03, SLE-09, SLC-06, SLS-01 y SLT-25). Con los datos obtenidos se siguió la siguiente línea de investigación: 1) Clasificación composicional de elementos mayores, 2) Química de elementos traza, 3) Afinidad tectónica y 4) Modelo de Fusión Parcial. Para poder trabajar con los datos, fue necesario realizar un ajuste de los mismos, consistiendo en un recalcu para eliminar el

valor de pérdida por ignición. Los resultados de todos los análisis se encuentran en el apartado de Anexos (Anexo 3).

4.6.1 Clasificación composicional de elementos mayores

Este grupo de elementos fueron utilizados para lograr una caracterización más detallada junto con el análisis petrográfico. De acuerdo con el Diagrama TAS (Total de Alcalis vs. Silice; Cox et al., 1979) para rocas ígneas intrusivas, las muestras analizadas presentan proporciones de sílice ligeramente ácidas a ácidas, con valores de 63.8% (SLI-01), 69.8% (SLC-03), 68% (SLE-09), 68.4 % (SLC-06), 67.3% (SLS-01) y 67.8% (SLT-25), con valores de álcalis generalmente intermedios. Tal y como puede ser observado en la **Figura 4.24**. Químicamente las muestras corresponden a *granodiorita* para la SLI-01, *granito* para la SLC-03 y *cuarzo-monzonita* para el resto de las muestras.

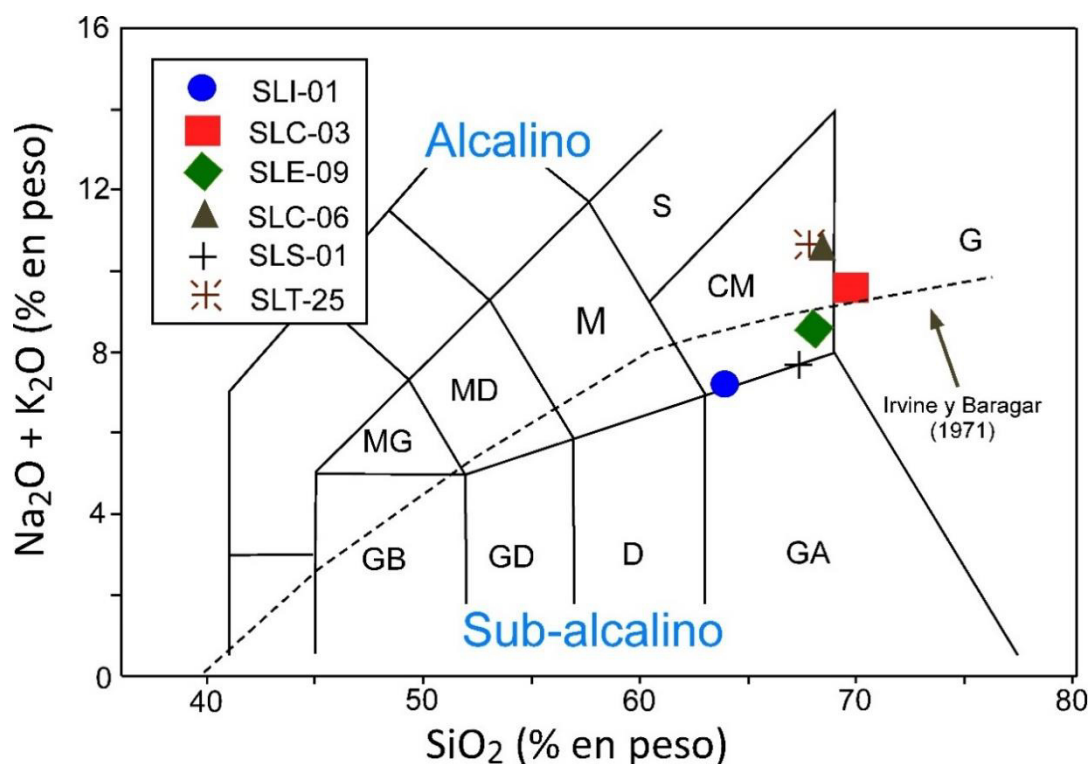


Figura 4.24.- Diagrama TAS (Total Alkalies vs Silice) de Le Maitre et al. (2005) para rocas intrusivas, en el que se observa la disposición de las muestras analizadas, con una afinidad sub-alcálica a ligeramente alcalina en base a la línea de frontera propuesta por Irvine y Baragar (1971). Abreviaturas de los campos; GB: Gabro, GD: Gabrodiorita, D: Diorita, GA: Granodiorita, MG: Monzo-gabro, MD: Monzo-diorita, M: Monzonita, CM: Cuarzo-monzonita, S: Sienita y G: Granito.

4.6.2 Química de elementos traza

Con el propósito de visualizar y comprender parte de los procesos involucrados durante el desarrollo del material magmático que generó a esta variedad de litologías se utilizaron los diagramas multi-elementos y diagramas de tierras raras (Wilson, 1989). En el primero de estos

(Figura 4.25) las muestras han sido normalizadas contra MORB (*Mid Ocean Ridge Basalt*). Resalta a primera instancia que todas las muestras exhiben un comportamiento prácticamente similar entre sí. Se observa un patrón enriquecido en elementos altamente incompatibles, a excepción de Sr que puede ser relacionada con cristalización fraccionada de plagioclasa. Todas las muestras presentan una pequeña anomalía en Nb y Ta, lo cual suele relacionarse con un origen producto de magmatismo en un ambiente de arco volcánico (Wilson, 1989). Además, llegan a presentar anomalías negativas en elementos como Ba y Ti. Por último, es posible reconocer una ligera anomalía positiva en Ce para todas las muestras y a diferencia del resto.

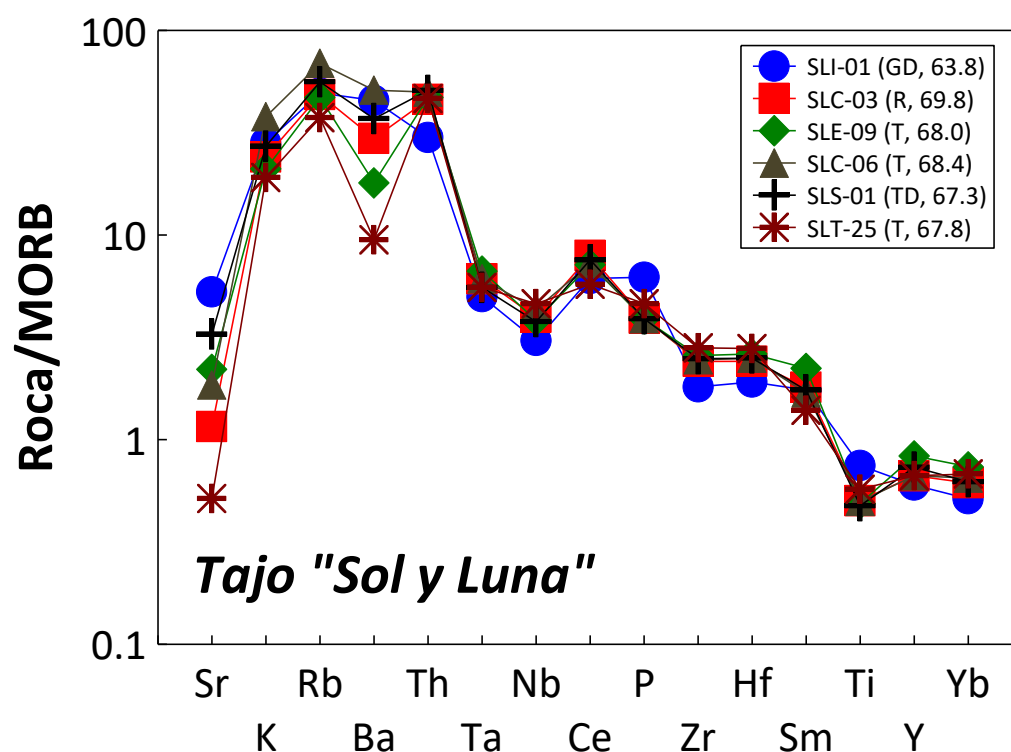


Figura 4.25.- Diagrama Multielementos normalizado a MORB (*Mid Ocean Ridge Basalt*) para las rocas ígneas asociadas al depósito Sol y Luna. Se anexa la litología para cada una de las muestras (GD: Granodiorita, R: Riolita, T: Traquita, TD: Traquidacita) así como los porcentajes de sílice de las mismas.

En el *diagrama de REE* (Figura 4.26) se grafica la concentración versus el número atómico de dicho grupo de elementos, para esto, es necesario realizar una normalización con objetivo de generar un marco de referencia o de comparación, en tal caso se encuentran normalizadas a valores de condrita con los valores presentados por Boynton (1984). De igual forma que en el *diagrama multi-elementos*, todas las muestras del área Sol y Luna presentan un comportamiento similar entre sí. Se observa una tendencia inclinada cuyas concentraciones más pronunciadas se presentan en las

tierras raras ligeras (La, Ce, Pr, Nd y Sm) y disminuyendo conforme aumenta el número atómico o el grado de compatibilidad hasta llegar a una tendencia aproximadamente plana en tierras raras pesadas (Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb y Lu). Se observan una pequeña anomalía negativa en Eu. Esto último para todas las muestras del área Sol y Luna y puede asociarse con fraccionación de plagioclasa (Wilson, 1989).

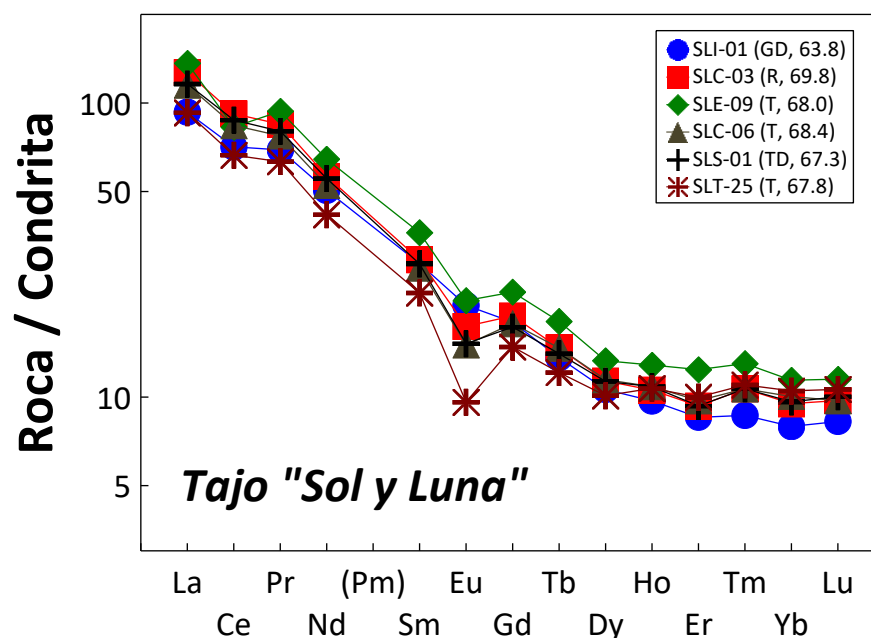


Figura 4.26.- Diagrama de REE normalizado a condrita para las rocas ígneas asociadas al depósito Sol y Luna. Se anexa litología (GD: Granodiorita, R: Riolita, T: Traquita, TD: Traquidacita) y porcentajes de sílice para cada una de las muestras.

4.6.3 Afinidad Tectónica

En el diagrama *Sr-Ba-Rb* para la discriminación de granitoides típicos de ambientes de arco continental (bajo Ba-Sr) y post-orogénicos (alto Ba-Sr), las muestras presentan un comportamiento “combinado” (**Figura 4.27**) es decir parte de ellas (muestras SLI-01 y SLS-01) caen en el campo de granitoides de alto Ba-Sr. La muestra SLT-25 cae en el campo de los granitoides de bajo Ba-Sr, en tanto que el resto (muestras SLE-09, SLC-03 y SLC-06) estrictamente no caen en ninguno de los campos, pero se presentan cercanos o en los límites de los mismos. Tal y como es resumido por González-Guzmán (2011), existen dos mecanismos propuestos para explicar el origen de los granitoides con alto Ba-Sr: (a) Tarney y Jones (1994) describieron fusión parcial a partir de islas/mesetas oceánicas subducidas, una fuente máfica hidratada amalgamada en la corteza inferior (*underplating*) y una litósfera sub-continental enriquecida por líquidos carbonatíticos y (b) Fowler

et al. (2001 y 2008) sugirieron la posible generación por cristalización fraccionada a partir de magmas máficos originalmente producidos en un manto litosférico enriquecido. Sin embargo, no puede descartarse también la fusión parcial de la corteza superior.

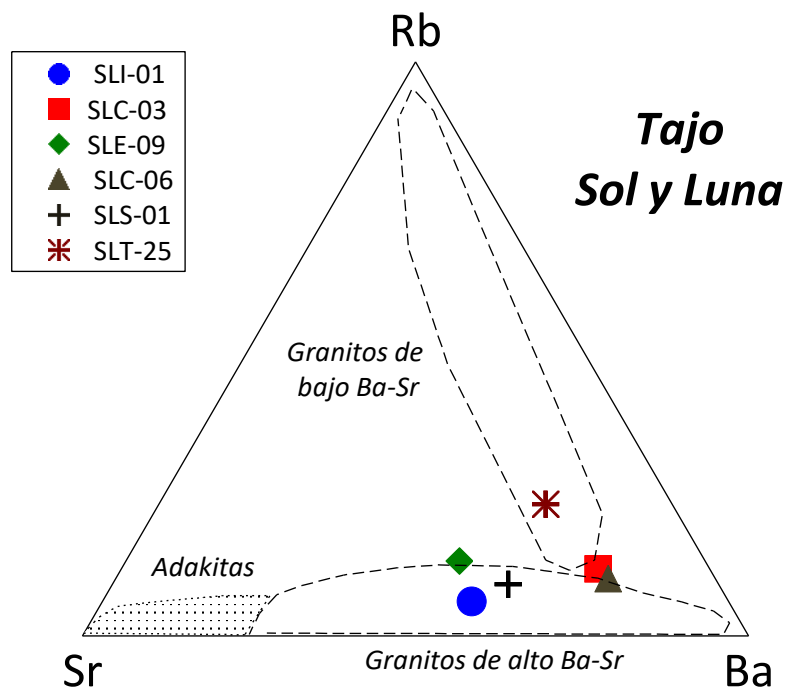


Figura 4.27.- Diagrama ternario Sr-Rb-Ba utilizado para discriminar granitoides típicos de arco continental (con bajo Ba-Sr) de los granitoides tipo post-orogénicos (con alto Ba-Sr). Los campos marcados han sido propuestos por Fowler y Henney (1996) y Fowler et al. (2001).

Se utilizaron los diagramas de discriminación tectonomagmática de Gorton y Schandal (2000) y Pearce et al. (1984). En este último se grafican los valores de Rb vs. $Y + Nb$, con lo cual la totalidad de las muestras caen en el campo VAG: *Volcanic Arc Granites*, con la particularidad de que todos los puntos se agrupan de manera marcada en la parte superior derecha de este grupo, en la conocida subdivisión propuesta por Pearce (1996) para los POG: *Post-Orogenic Granites* (**Figura 4.28**). Por otro lado, en el diagrama de Gorton y Schandal (2000) en el que se grafica la relación de Th/Ta vs. Yb , todas las muestras del área Sol y Luna (**Figura 4.29**) caen en la parte inferior del campo para granitoides de *Margen Continental Activo*. A partir de esto se asume, que la formación para el material magmático de estas rocas se dio en un ambiente extensional.

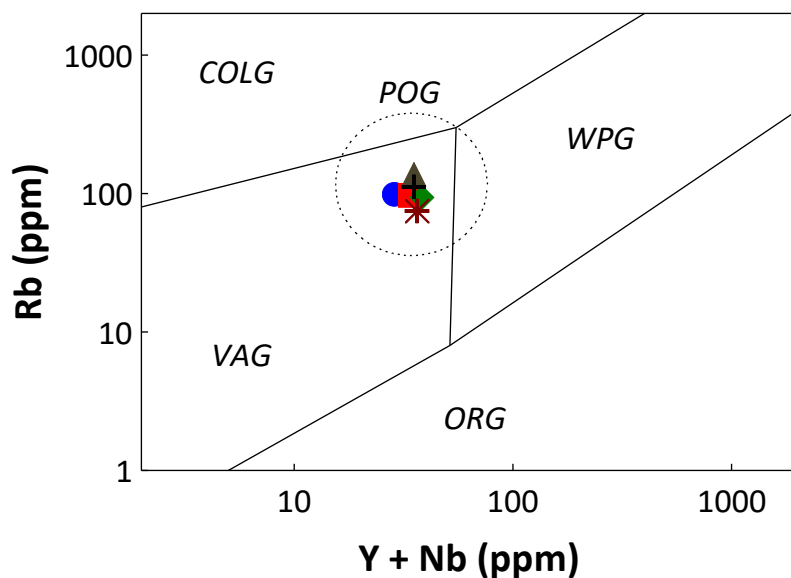


Figura 4.28.- Diagrama de discriminación Tectonomagmática para granitos según Pearce (1996), se observa que la totalidad de las muestras caen en el sub-grupo denominado POG: *Post Orogenic Granites*. Abreviaturas; VAG: *Volcanic Arc Granites*, WPG: *Within Plate Granites*, ORG: *Ocean-Ridge Granites*, SCG: *Syn-Colisional Granites*. Para simbología consultar la figura 4.28.

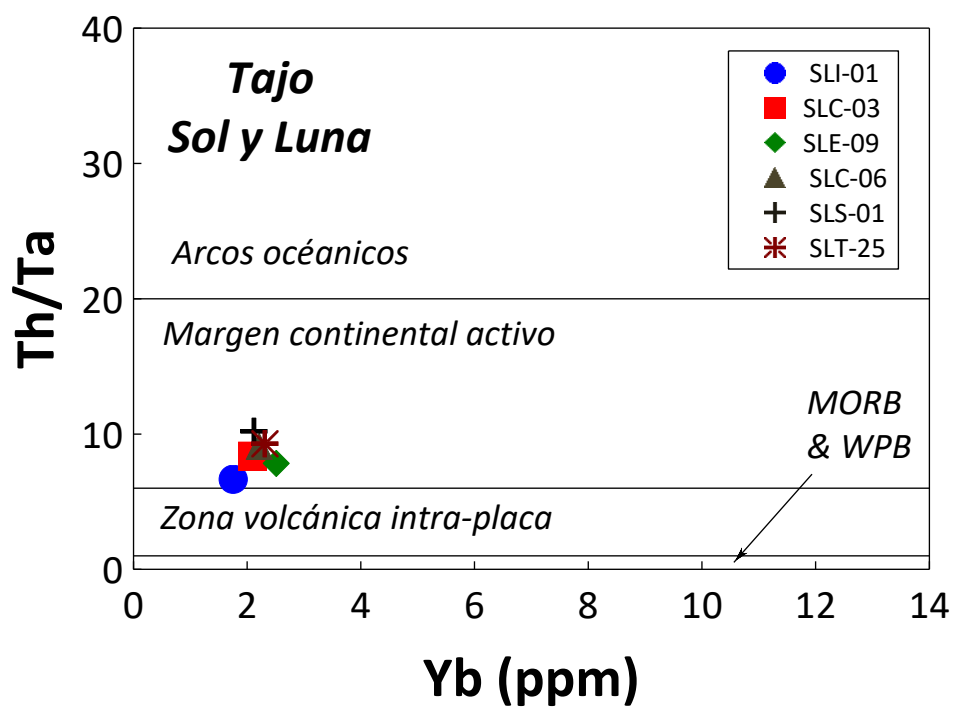


Figura 4.29.- Diagrama de discriminación tectonomagmática según Gorton y Schandal (2000), en donde es posible observar la unánime asociación de las rocas ígneas del depósito Sol y Luna a un ambiente de Margen Continental Activo. Abreviaturas: MORB: *Mid Ocean Ridge Basalt* y WPB: *Within Plate Basalt*.

4.6.4 Región Fuente

Las rocas magmáticas de forma general pueden provenir de dos grandes regiones fuentes o reservorios, tal y como los son el Manto y la Corteza. Con el propósito de esclarecer la región fuente de donde se generaron los fluidos magmáticos de las rocas ígneas asociadas al depósito Sol y Luna, se utilizó el diagrama $(Eu/Eu^*)_N$ versus $(Gd/Yb)_N$ (Rollinson, 1993) en el que es posible diferenciar los tipos de fuentes tanto félsicas como máficas, con esto, en dicho diagrama es posible observar que las muestras analizadas presentan una notoria cercanía al campo de la Corteza Continental Superior (Figura 4.30).

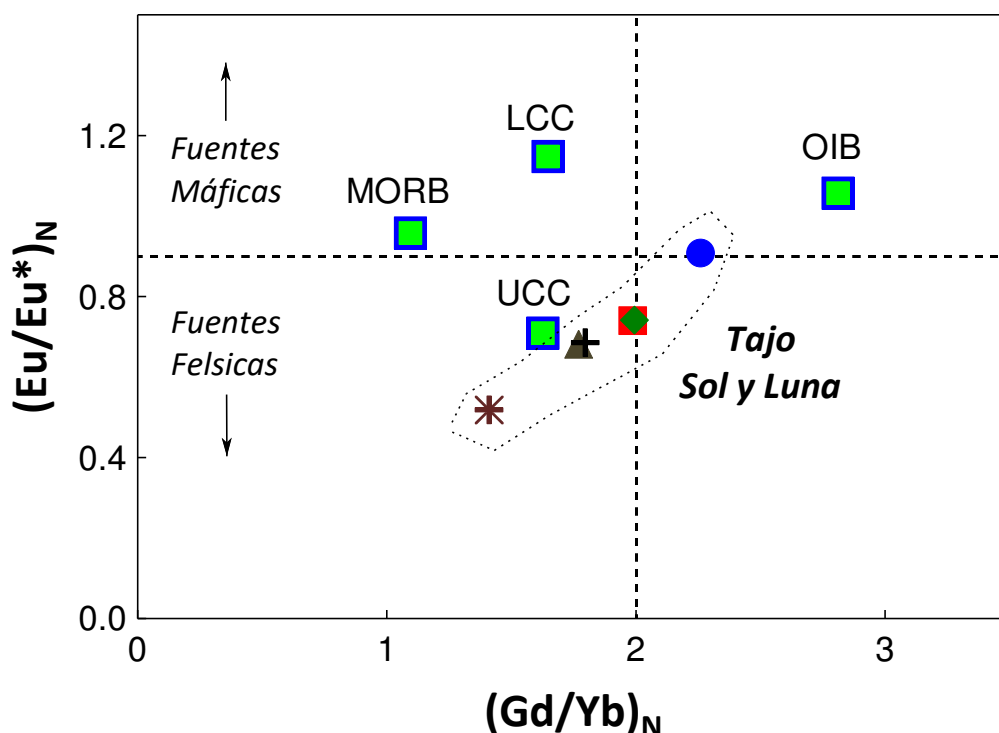


Figura 4.30.- Diagrama $(Eu/Eu^*)_N$ versus $(Gd/Yb)_N$ (Rollinson, 1993) aplicado para las rocas subvolcánicas e intrusiva del área Sol y Luna. Abreviaturas: MORB: Mid Ocean Ridge Basalt, OIB: Ocean Island Basalt, LCC: Lower Continental Crust, UCC: Upper Continental Crust. Para simbología consultar la figura 4.27.

A manera de comparación, se utilizó el diagrama de REE para discriminar entre uno y otro nivel de la corteza continental a partir de lo anteriormente mencionado. El modelado consistió en aplicar la ecuación de fusión parcial modal propuesta por Zou (2007) para calcular las abundancias de REE en líquidos hipotéticos a diferentes grados de fusión parcial ($F=0.2$ a 0.5), generados a partir de la Corteza Continental Superior (CCS) e Inferior (CCI), tal y como es aplicado por Velasco-Tapia (2017).

Con esto, se observa una disposición similar del arreglo composicional para las muestras analizadas con aquellas composiciones hipotéticas establecidas para la Corteza Continental Superior, denotando el origen de los líquidos magmáticos para esta área a partir de la fusión parcial de la parte superior de la corteza continental. Este modelado de fusión parcial para las rocas ígneas asociadas al depósito Sol y Luna puede ser visualizado en la **Figura 4.31**.

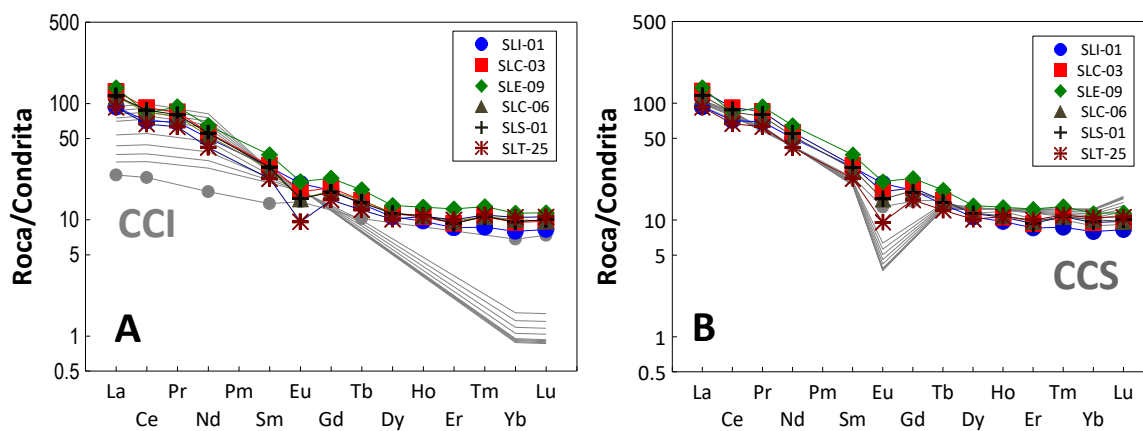


Figura 4.31.- Patrones de REE hipotéticos de fundidos parciales originados en la corteza inferior (izquierda) y corteza superior (derecha), en tonalidades grises, generados en grados de fusión $F = 0.2$ a 0.5 y comparación con los patrones de REE para cada una de las rocas ígneas asociadas al depósito Sol y Luna.

Capítulo V Geología del Yacimiento "Sol y Luna"

En este capítulo se detallan las características geológicas del yacimiento mineral, lo cual comprende aspectos como: (1) geología del área mineralizada, (2) morfología de la estructura, (3) mineralogía del depósito mineral, (4) análisis geoquímicos. A continuación, se describe de manera específica cada uno de estos aspectos. Cabe mencionar que los resultados de los análisis microtermométricos se presentan en el Capítulo VI.

5.1 Geología del área mineralizada

La mineralización económicamente explotable consta de magnetita de tonalidad oscura, de apariencia masiva y en ocasiones con hábitos bien desarrollados (hexagonal). Presenta una densidad bastante marcada, así como la típica atracción magnética fuerte, característica útil para diferenciarla de la hematita. Se pueden llegar a observar estructuras en "bolsadas", en las cuales la magnetita se encuentra envolviendo a bloques de roca calcárea como puede ser observado en la **Figura 5.1**. Las muestras utilizadas, así como las técnicas aplicadas en cada una se presentan en el Anexo 2.

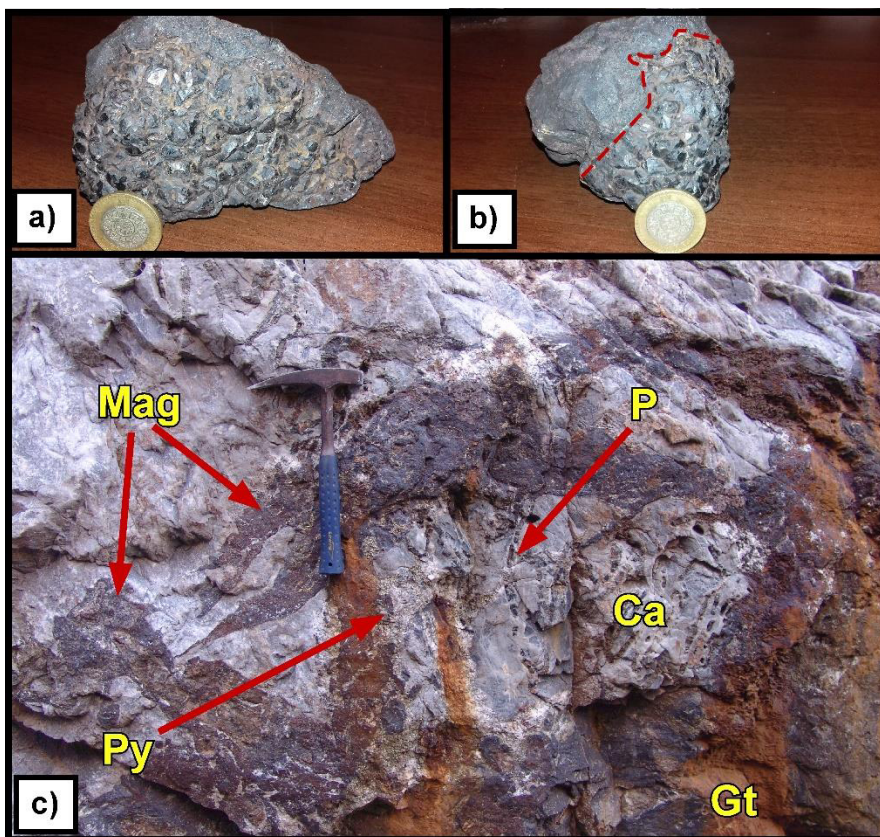


Figura 5.1.- a) y b) Muestra de mano de la mineralización de magnetita. Se puede observar diferencia en el tamaño del cristal, de formas bien definidas (hexagonales) a masiva, se define un contacto marcado por la línea punteada rojiza y c) cuerpo de magnetita envolviendo a caliza marmolizada. Mag: Magnetita, Py: Pirita, Gt: Goethita, P: Pedernal, Ca: Caliza.

Asociada a la magnetita es común presenciar cristales de pirita de hábito euhedral a subhedral con tonalidad amarillenta opaca, los cuales se presentan en agregados “bandedos” en la mena. Así mismo, la pirita se encuentra asociada con rellenos de carbonatos. Cuando este es el caso, presenta mayores tamaños que aquellas asociadas a la magnetita. Por otro lado, dentro de estos mismos rellenos se logra apreciar calcopirita de tonalidad amarillo más intenso (Figura 5.2).

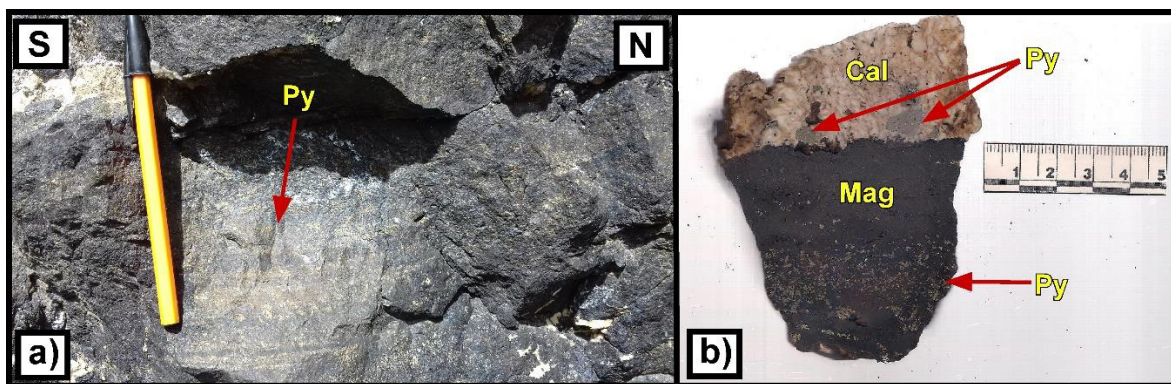


Figura 5.2.- a) Bandeamiento de pirita en magnetita y b) pirita en dos estilos, bandeda en magnetita y cristales subhedrales en carbonato en contacto con magnetita. Cal: Calcita, Mag: Magnetita y Py: Pirita. Escala en centímetros.

Los rellenos de carbonatos mencionados en el párrafo anterior llegan a presentarse de dos formas principales, los cuales comprenden “bolsones” así como material vetiforme, ambas formas dentro de la magnetita, indicando eventos mineralizantes diferentes. En el primero de estos, es donde se llegan a apreciar los cristales grandes de sulfuros (Figura 5.3).

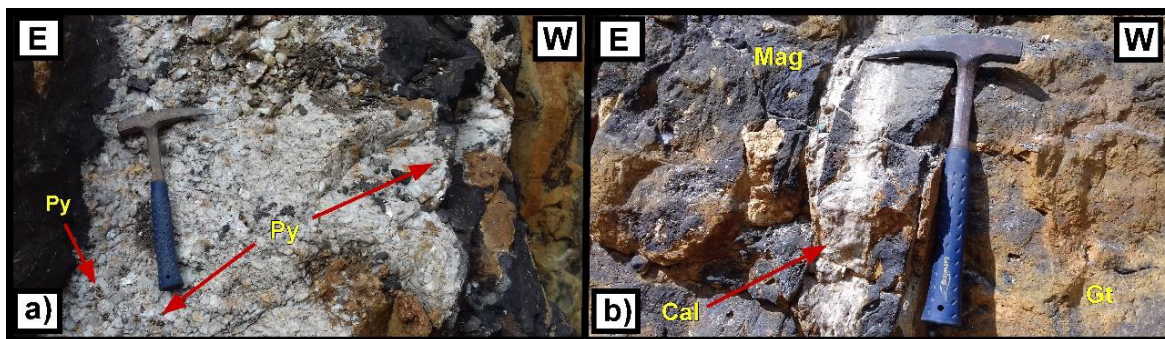


Figura 5.3.- a) Ocurrencia de calcita en forma de “bolsada” conteniendo sulfuros y b) estructura vetiforme de calcita (Cal) en magnetita (Mag) llegando a presentarse intemperizada a goethita (Gt).

En algunos sectores es posible identificar dentro de la magnetita “vestigios” de características de material estratificado, tales como antiguas estilolitas, dando idea de que la cristalización de la magnetita se dio en forma de remplazamiento de rocas carbonatadas estratificadas (Figura 5.4).



Figura 5.4.- Relicto de antigua estiolita en el cuerpo mineralizado de magnetita, señalada por la flecha amarilla y abreviada como Ss.

Una característica bastante sobresaliente es la ocurrencia de un mineral de apariencia micácea con una tonalidad verdosa intensa, este mineral con hábito laminar en capas se llega a presentar de dos grandes maneras: 1) Directamente sobre la mena de hierro, indicando una “cristalización” simultánea con la misma y 2) presente en rellenos de calcita (**Figura 5.5**).

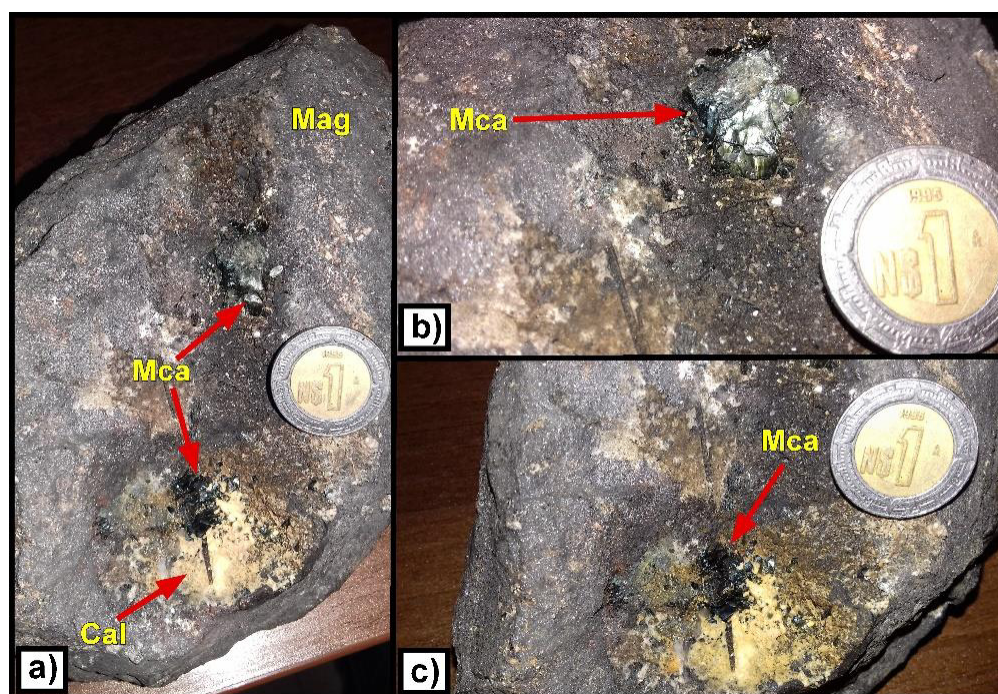


Figura 5.5.- a) Presencia de mineral de hábito micáceo con tonalidad verdosa (Mca) b) directamente cristalizada sobre la mena de hierro (Mag: magnetita) y c) asociada con rellenos de calcita (Cal).

A demás del intercrecimiento del mineral micáceo verde con la mena, se aprecia cuarzo intercrecido con la magnetita, indicando “simultaneidad” entre estas fases minerales. El cuarzo también se llega a asociar con minerales sulfurados (pirita) de tamaño considerable (**Figura 5.6**).



Figura 5.6.- Presencia de cuarzo (Qtz) y mica (Mca) intercrecidos con magnetita (Mag). Cristales de Pirita (Py) asociados con relleno de cuarzo.

Dentro del tajo y sus alrededores se observan otros cuerpos minerales: a) veta verdosa, b) bloques con cristales radiales y fibrosos de color negro, c) jaspe bandeado y d) bloques de material magmático en la mena. Para este último caso la descripción ha sido dada en el capítulo anterior.

5.1.1.- Veta Verdosa

Este cuerpo presenta una llamativa coloración verdosa, se encuentra rellenando el espaciado generado en una fractura, en el interior del tajo. Se compone principalmente de material arcilloso (hectorita; Capítulo V.) y en menor proporción cuarzo (**Figura 5.7**), esto dado por la baja competencia de la roca y su apariencia suave y laminar en pequeños sectores. Se encuentra emplazada en roca carbonatada marmolizada, indicando su formación posterior al mármol.

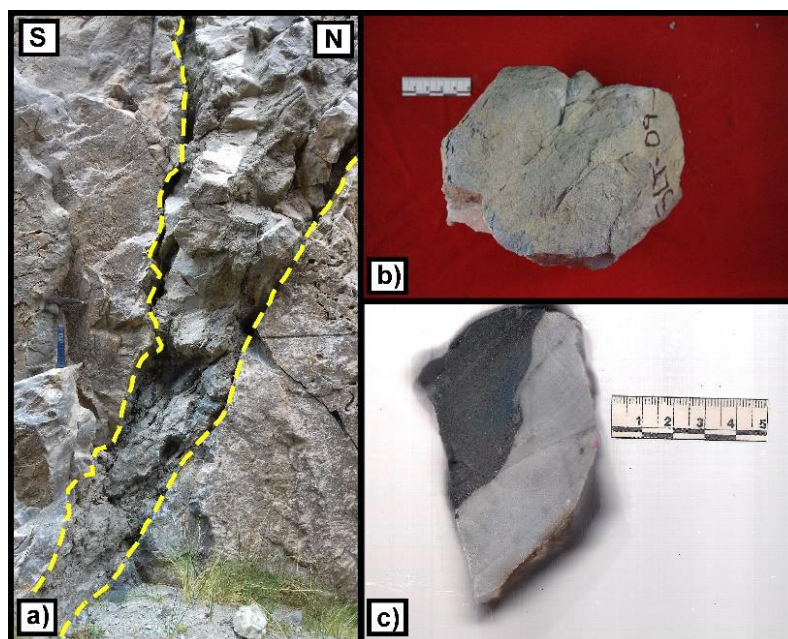


Figura 5.7.- a) Veta verdosa interior tajo, b) muestra de mano y c) corte de muestra en la que se observa el contacto veta-mármol. Escala en a y b es de 5cm.

5.1.2.- Bloque Mineral

Estos bloques se encuentran en forma de "caídos" en el interior del tajo, su ubicación *In situ* no fue posible identificarla, debido a los efectos de la obra minera. Su característica más prominente es la presencia de minerales de color negro con un marcado hábito fibroso y radial con una disposición vetiforme, se encuentran en contacto con ankerita así como con una matriz de tamaño fino (**Figura 5.8**). Los resultados de estudios más detallados que se describen en apartados posteriores indicaron que se trata de turmalina.

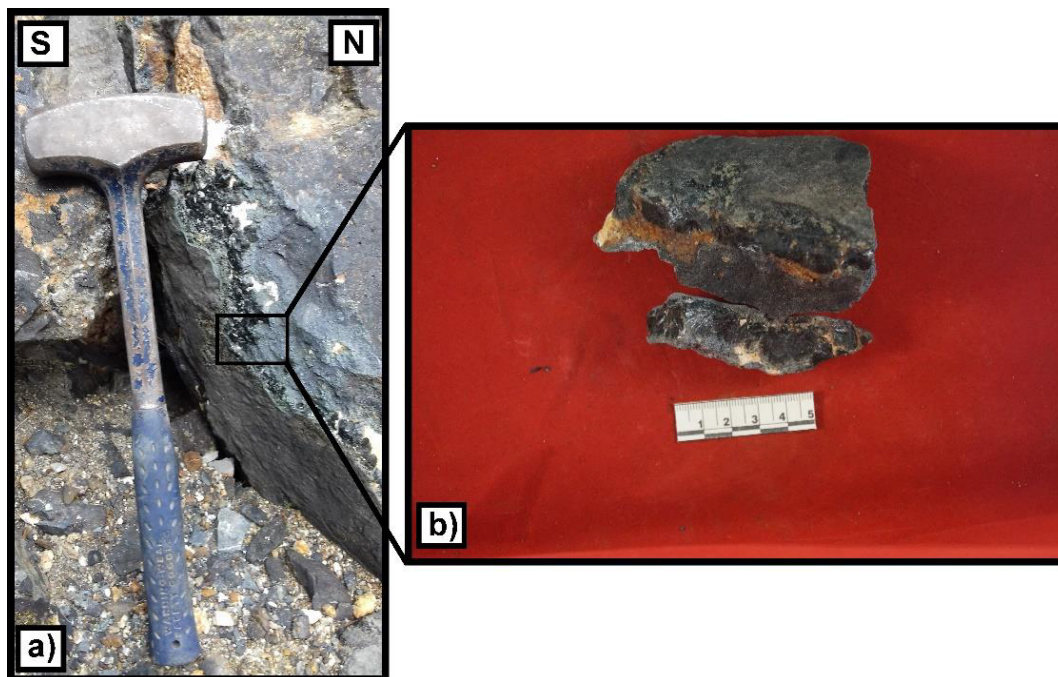


Figura 5.8.- a) Bloque de tonalidad azulada-verdosa, se reconoce ankerita, cristales negros de hábito fibroso y radial en material bastante fino y b) muestra de mano tomada de uno de los bloques.

5.1.3.- Jaspe

Esta roca se encuentra de manera limitada en el área de estudio, aflora únicamente en la porción exterior oriental del tajo. Dicho cuerpo tiene un ancho aproximado de 1.5 – 2 m, presentando tonalidades fuertemente llamativas de coloración rojiza, amarillenta y violácea dispuestos en bandas de espesores pequeños (~2 cm) a medianos (~8-10 cm). Llega a presentar pequeñas cavidades en donde se logran apreciar rellenos de cuarzo tardíos. Por lo observado en campo ha sido denominado como *Jaspe* compuesto mayormente por cuarzo criptocrystalino rojizo (**Figura 5.9**).

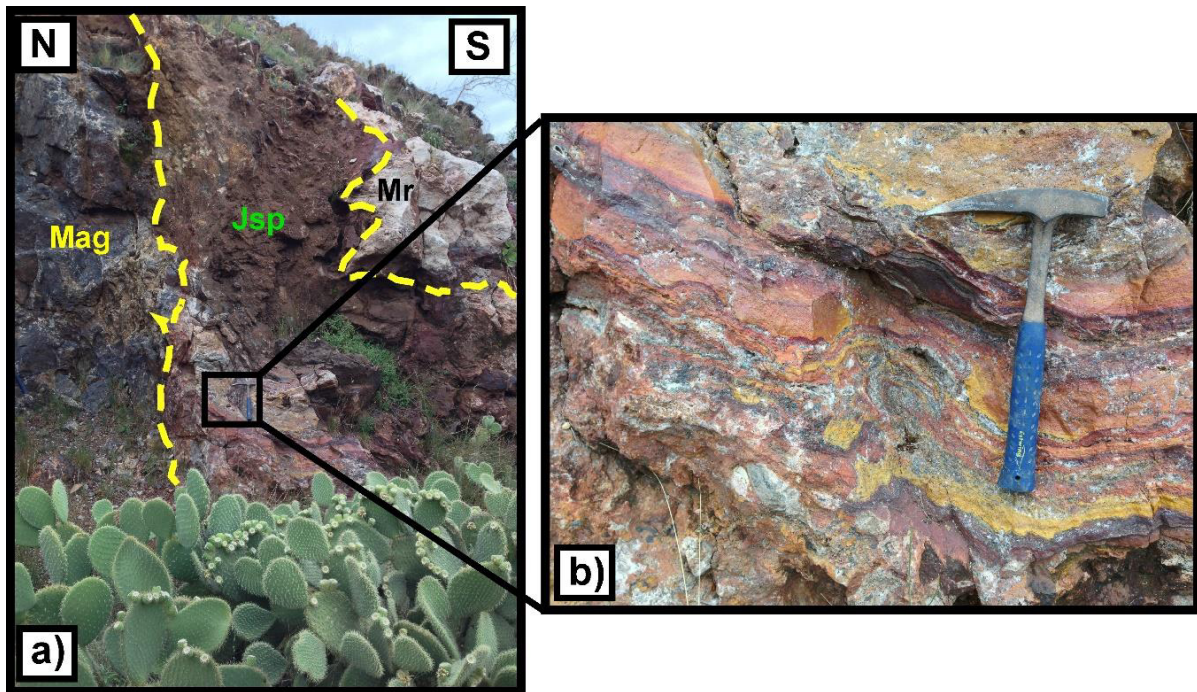


Figura 5.9.- a) cuerpo de Jaspe (Jsp) marcado por líneas punteadas rojizas, encajonado por magnetita (Mag) y mármol (Mr) y b) bandas de cuarzo criptocristalino de tonalidades variantes.

5.2.- Estructura Mineralizada (morfología y dimensiones)

La definición de la morfología del cuerpo mineralizado es un aspecto primordial en la caracterización de un yacimiento mineral. Durante las observaciones de campo, el cuerpo mineral, al menos en base a la disposición del tajío, presenta una forma aparentemente lenticular cuyas dimensiones aproximadas son de 180 m de longitud, con un ancho de 50 m y una altura de ~40-50 m (**Figura 5.10**). Con base en fotointerpretación, se observa la disposición de al menos dos estructuras lineares con orientación NW-SE que atraviesan al "Sill Superior", en el cual se llega a apreciar un desplazamiento escalonado notorio indicando probablemente un movimiento lateral derecho, el cual podría presentar una componente normal. Por otro lado, debido a la disposición estructural del tajío así como al cambio de ángulo de inclinación observado en las calizas se infiere la ocurrencia de una falla normal con orientación prácticamente E-W con desplazamiento al S, la cual a primera instancia sería la responsable de la concentración del material oxidado. Este último aspecto puede ser observado en el mapa del área Sol y Luna y los perfiles presentados en el apartado de anexos (Anexo 4).

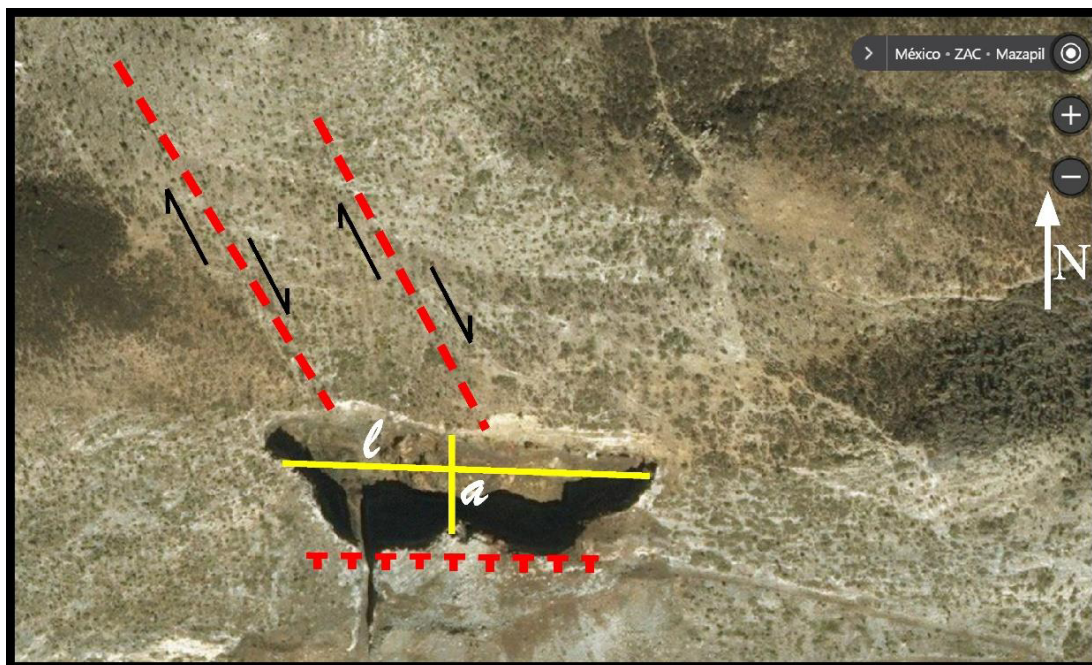


Figura 5.10.- Imagen mostrando la ubicación espacial del tajo. Las líneas de color amarillo representan el largo (l , aprox. 180 m) y ancho (a , aprox. 50 m) de la estructura. Las líneas rojas punteadas, representan la ubicación de fallas inferidas a través de fotointerpretación. Imagen editada de Bing Maps.

Claramente, la mayor parte de la mineralización se concentra en la zona del tajo, que es donde se estuvo explotando en el pasado. Sin embargo, esta se extiende hacia las rocas encajonantes, aunque de una manera bastante restringida. Se llega a observar una brecha hidrotermal de magnetita en la roca carbonatada marmolizada (**Figura 5.11**). De igual forma, se observa un relleno de material oxidado y brechado en el *Sill Superior*, a lo largo del corte sobre la carretera (**Figura 5.12**). La brecha, de origen probablemente hidrotermal, está conformada por fragmentos de roca magmática cementada por dicho material oxidado.



Figura 5.11.- Brecha mineralizada compuesta por clastos de mármol que se encuentran cementados por magnetita.

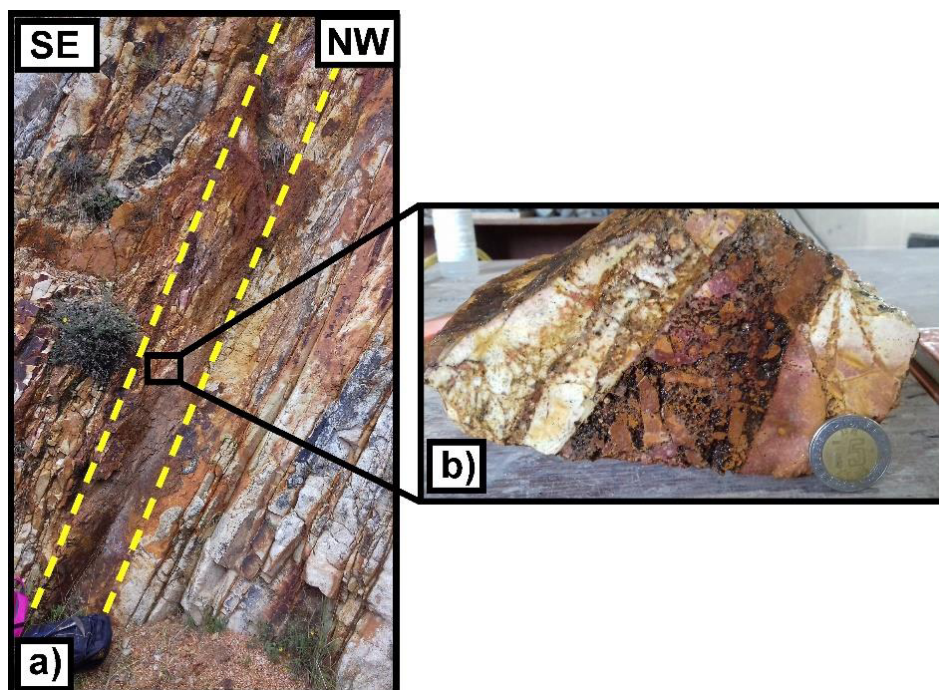


Figura 5.12.- a) afloramiento de brecha de óxidos de hierro y b) muestra de mano en la que se aprecian los litoclastos de sill cementados por dichos óxidos.

Para descifrar la geomorfología del cuerpo mineralizado ha sido necesario encontrar relaciones de corte de dicho cuerpo con las rocas encajonantes. Tradicionalmente en la literatura, la estructura del Tajo de Hierro “Sol y Luna” ha sido referida como una *chimenea* (SGM, 2000 y 2004). A partir de este antecedente se trató de encontrar esa disposición netamente discordante entre el cuerpo mineralizado y la roca encajonante. Sin embargo, en base al trabajo de campo se observó que, para la parte superior del tajo, el cuerpo mineralizado se encuentra en contacto concordante con el *Sill Superior* (Figura 5.13).

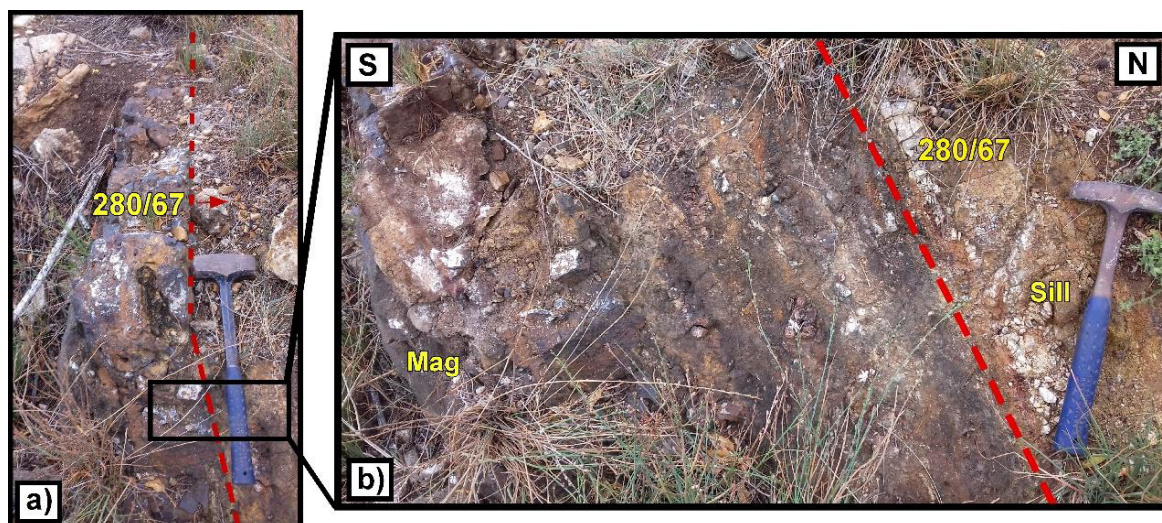


Figura 5.13.- a) cuerpo mineralizado de magnetita (Mag) en contacto concordante con sill. La línea punteada roja representa el contacto; a) Cuerpo de magnetita (izquierda) en contacto con el Sill y b) Zoom del contacto. Se presenta el dato estructural.

Para la parte inferior del tajo, no fue posible encontrar una relación clara de corte, debido a que las rocas carbonatadas se encuentran fuertemente plegadas y recrystalizadas; para esto se observó la disposición estructural de los paquetes carbonatados en el flanco E del tajo, el cual fue comparado con el contacto *Sill Superior-Calizas* (**Figura 5.14**). Debido a lo avanzado de la obra minera, a excepción de la parte superior del tajo, no fue posible encontrar la relación neta del cuerpo mineral con el encajonante. Para esto, se han sumado los datos recabados en campo con lo disponible en la literatura, con lo cual se resume la morfología como la de un cuerpo de apariencia lenticular concordante en su contacto superior pero discordante y en sentido opuesto en el contacto inferior con las calizas de la Fm. Tamaulipas Inferior, cortando con un ángulo moderado a las rocas carbonatadas. La **Figura 5.15** representa modelos esquemáticos de la disposición "híbrida" del cuerpo mineralizado con las rocas encajonantes y se presentan tres perfiles para la zona del tajo en el apartado de Anexos (Anexo 4).

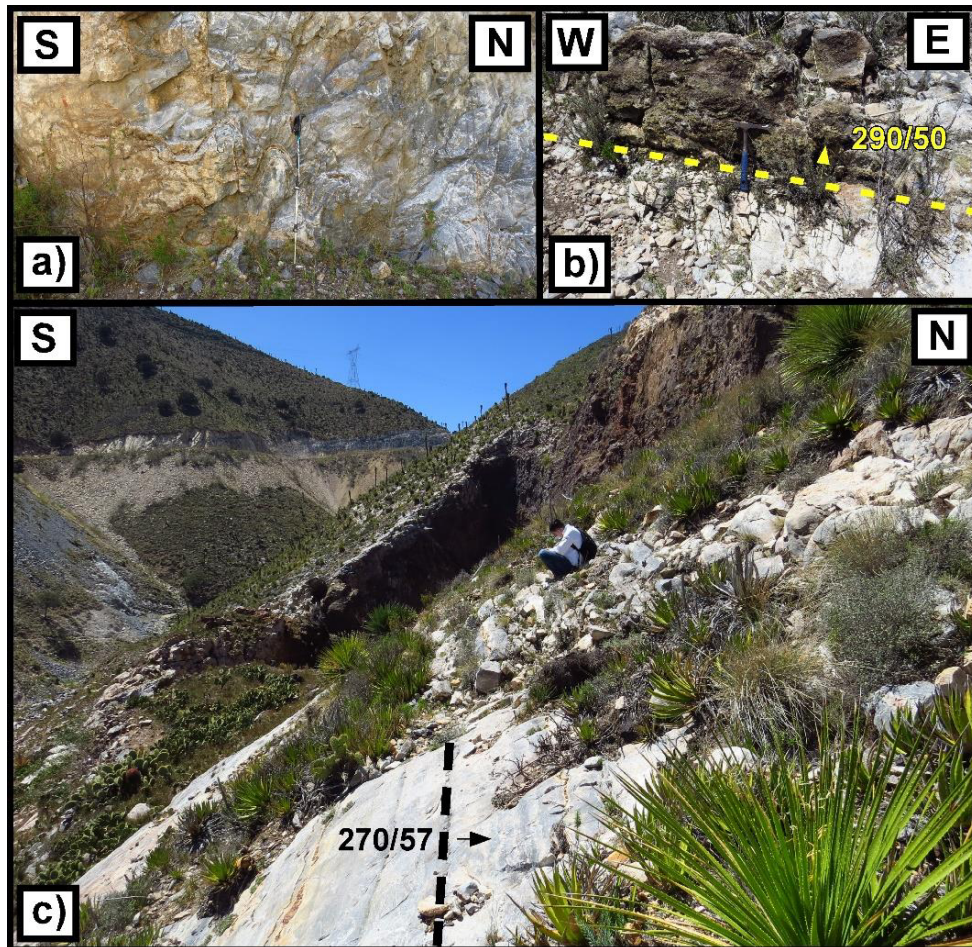


Figura 5.14.- a) entrada al tajo en el que se observa mármol que no preserva en forma clara los planos de estratificación, b) minerales calco-silicatados cristalizados en el contacto entre el Sill Superior y la caliza recrystalizada. Valor del contacto añadido en color amarillo, la flecha indica el buzamiento del contacto y c) disposición estructural de las calizas de la Fm. Tamaulipas Inferior en la porción oriental del tajo. Se presenta el valor de la estratificación en negro, la flecha indica el sentido en el que buzán las capas.

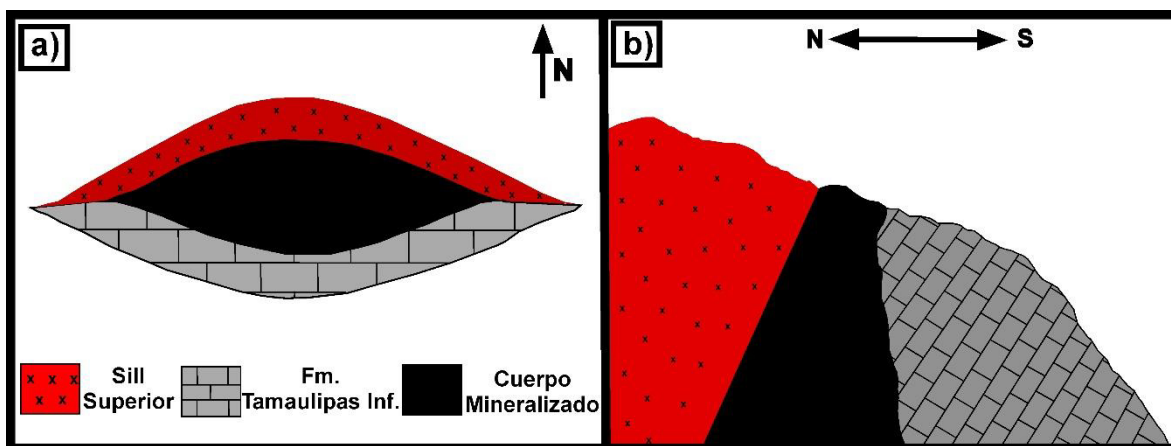


Figura 5.15.- Modelos esquemáticos generalizados para la morfología del cuerpo mineralizado a) vista de planta y b) corte longitudinal con orientación N-S.

5.3.- Mineralogía del Depósito

En este apartado se describe la mineralogía del cuerpo mineralizado, así como la de los cuerpos calco-silicatados presentes en el área de estudio y cuyas características de afloramiento han sido descritas en el *Capítulo IV “Geología Local”*. Como fue mencionado, estos cuerpos ocurren en y las cercanías del Tajo “Sol y Luna” y se concentran principalmente en planos de discontinuidad.

5.3.1 Petrografía de Luz Transmitida

A través de esta técnica ha sido posible reconocer una amplia mineralogía en los cuerpos *skarníferos*. Dicha composición mineralógica comprende no solamente fases silicatadas (anhidras e hidratadas) sino también carbonatadas. Como silicatos anhidros se observa granate, wollastonita, piroxeno y cuarzo. Los granates presentan un hábito granular xenomórfico, con tonalidades parduzcas-amarillentas bajo N// y completamente extintos bajo NX. Sin embargo, llegan a presentar zoneamiento altamente desarrollado que permite que bajo NX muestran un tono verde oscuro. La wollastonita se presenta como mineral fibroso de tonalidad suave, en tanto que el piroxeno presenta una hábito prismático-tabular con una tonalidad morada del segundo orden y cristaliza directamente sobre la mena de óxidos (**Figura 5.16**). El cuarzo es un mineral muy común en el ensamble mineralógico del yacimiento. Se le encuentra asociado con carbonatos y sulfuros, inclusive con la mena misma. Para estos últimos dos grupos minerales, se describen las características de relación en el apartado de *Mineragrafía*. El cuarzo se presenta como cristales con hábito xenomórfico hasta como relleno de cavidades de otros minerales, tales como carbonatos. Los carbonatos observados son ankerita y calcita (**Figura 5.17**).

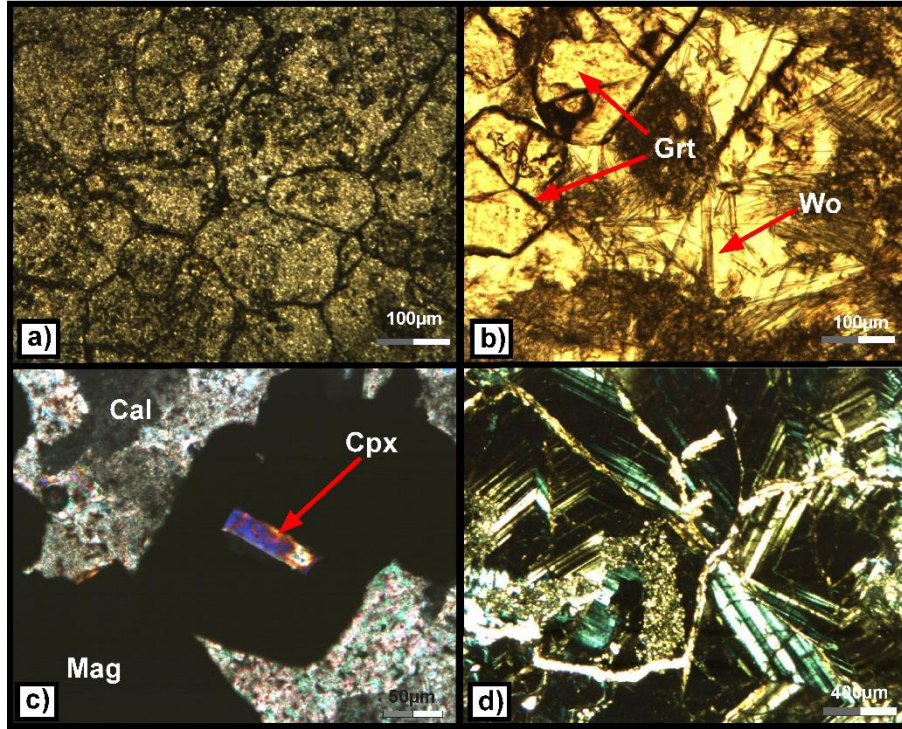


Figura 5.16.- a) Muestra porfidoblástica de granates granulares, b) granates y wollastonita, c) clinopiroxeno en magnetita y d) granates zonados. Grt: Granate, Wo, Wollastonita, Cpx: Clinopiroxeno, Mag: Magnetita y Cal: Calcita.

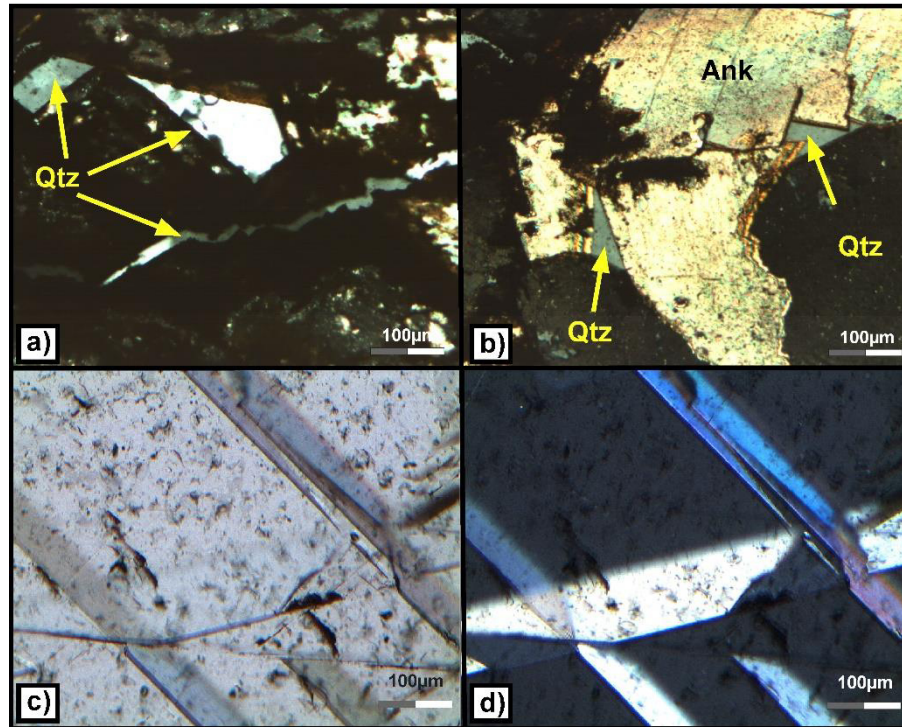


Figura 5.17.- a) Relleno de cuarzo entre hidróxidos de hierro (ferridrita), b) Cuarzo relleno de espacio entre ankerita, c) y d) Calcita. Qtz: Cuarzo y Ank: Ankerita.

Por otro lado, la textura que llegan a presentar ocasionalmente los granos xenomórficos de cuarzo es del tipo "*plumoso*", lo que indica que las condiciones de temperatura variaron durante el desarrollo del yacimiento. Además, se logra apreciar fracturamiento en este mineral, lo que puede indicar presión externa durante su cristalización (**Figura 5.18**).

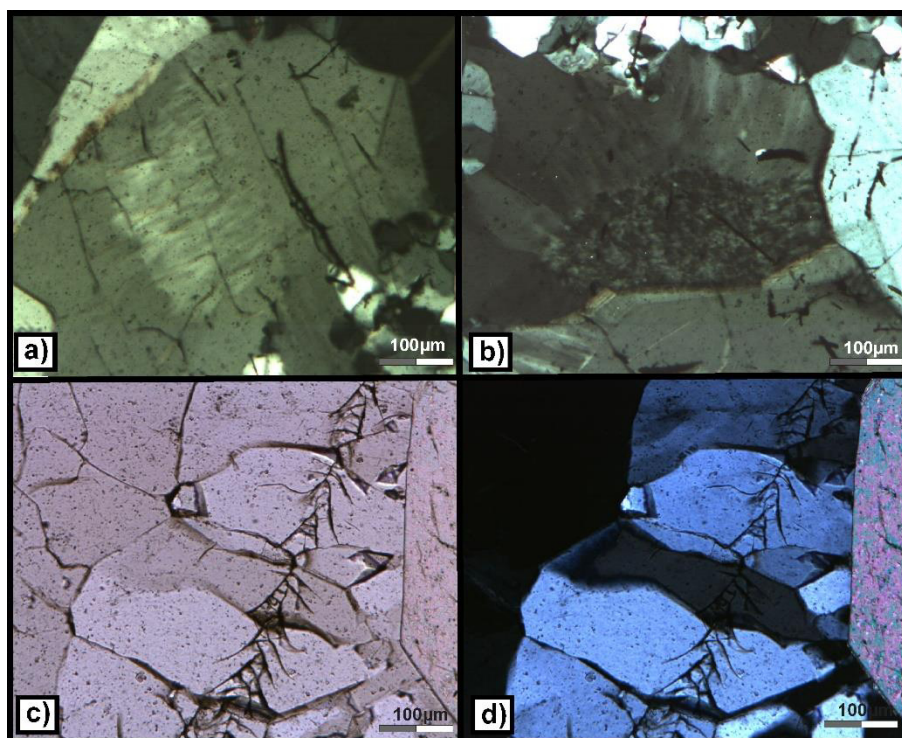


Figura 5.18.- a) y b) Ejemplares de cuarzo con textura "plumosa" y c) y d) Fractura prominente en cristales de cuarzo, vista bajo N// y NX respectivamente.

Dentro de los minerales calco-silicatados hidratados se encuentran: clorita, anfíbol, epidota, turmalina y mica. El primero de estos se encuentra de dos maneras diferentes, una con hábitos alargados prácticamente radiales presentando su extinción anómala característica y una más en forma esferoidal de tonalidades amarillentas bajo N// y presentando colores de interferencia azulados del segundo orden. Ambas formas se encuentran texturalmente asociadas con carbonatos (calcita-ankerita). La clorita azulada pertenece a la variedad de clinocloro (comprobado por DRX, Anexo 5). Los anfíboles presentan un hábito alargado con tonalidades café verdoso bajo NX y se encuentran asociados con carbonatos y cuarzo, en tanto que las epidotas con hábito granular presentan una coloración amarillenta suave a incolora con color de interferencia amarillento. Las turmalinas presentan un hábito prismático-alargado con relieve fuerte en comparación con los minerales asociados (carbonatos-cloritas). Las imágenes de dichas fases minerales son presentadas en la **Figura 5.19**.

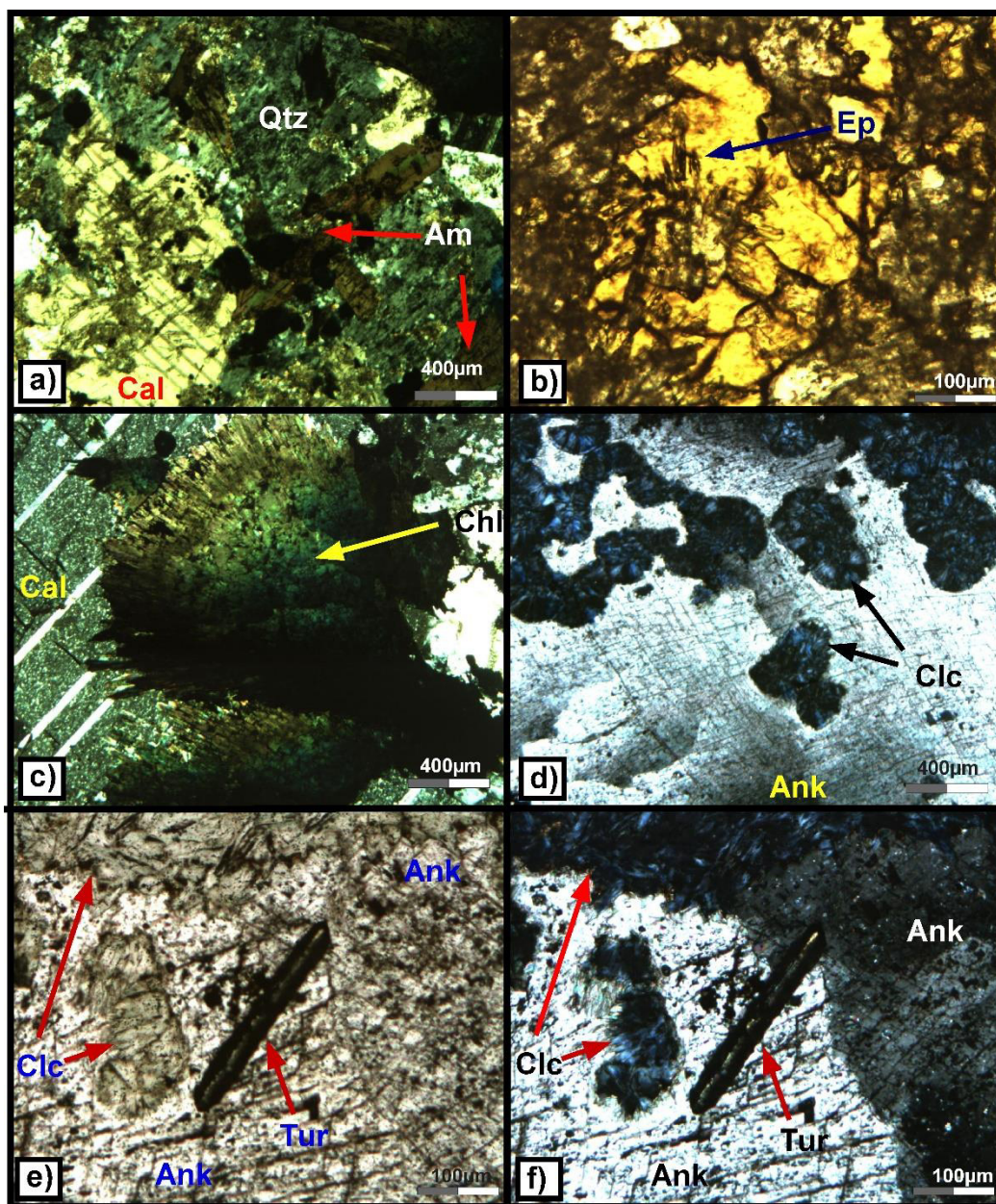


Figura 5.19.- a) Anfíbol verdoso en calcita, b) Epidota en granate, c) Clorita, d) Clinocloro, e) y f) Turmalina bajo N// y NX respectivamente. Abreviaturas; Am: Anfíbol, Cal: Calcita, Ep: Epidota, Chl: Clorita, Clc: Clinocloro, Ank: Ankerita y Tur: Turmalina.

Dentro de este grupo de minerales, se observa un mineral micáceo de apariencia biotítica, de tonos amarillentos, cuya característica particular es que se encuentra intercrecida con cuarzo en la mena de óxido de hierro. Así mismo se le encuentra asociada con calcita, e inclusive directamente precipitada sobre la mena de hierro. Este intercrecimiento indica una cristalización simultánea entre cuarzo-biotita-calcita-mena de óxidos (**Figura 5.20**). En el apartado 5.3.3 Microscopía electrónica de barrido, se describen micas de composición rica en K y Fe correspondiendo a la variedad annita.

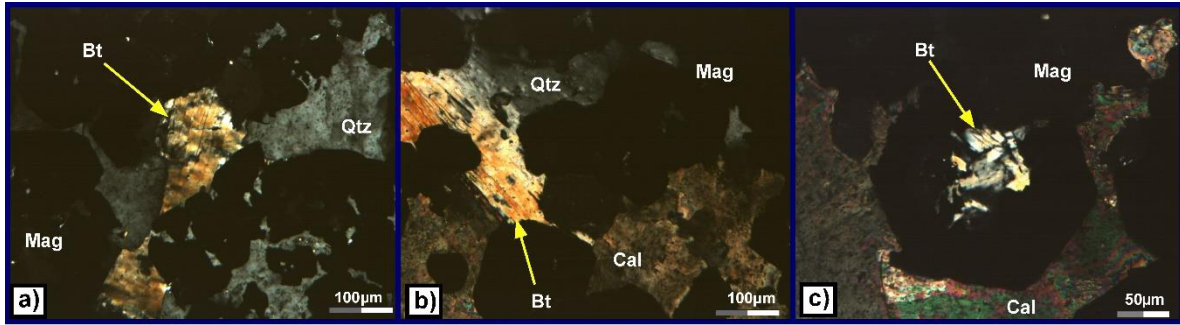


Figura 5.20.- Biotita tabular subhedral intercrecida con cuarzo(a), Calcita (b), y c) Directamente cristalizada sobre la magnetita. Abreviaturas Bt: Biotita, Mag: Magnetita, Cal: Calcita y Qtz: Cuarzo.

Por otra parte, se observó un mineral de apariencia micácea, clivaje en una dirección y pequeños puntos anómalos típicos de la biotita. La característica visual más sobresaliente es la tonalidad verdosa intensa que muestra bajo NX, probablemente “enmascarado” por el color propio del mineral (**Figura 5.21**). El desarrollo del cristal se aprecia interrumpido por la ocurrencia de óxidos de hierro. La composición semi-cuantitativa de esta mica es presentada en la **Figura 5.38**.

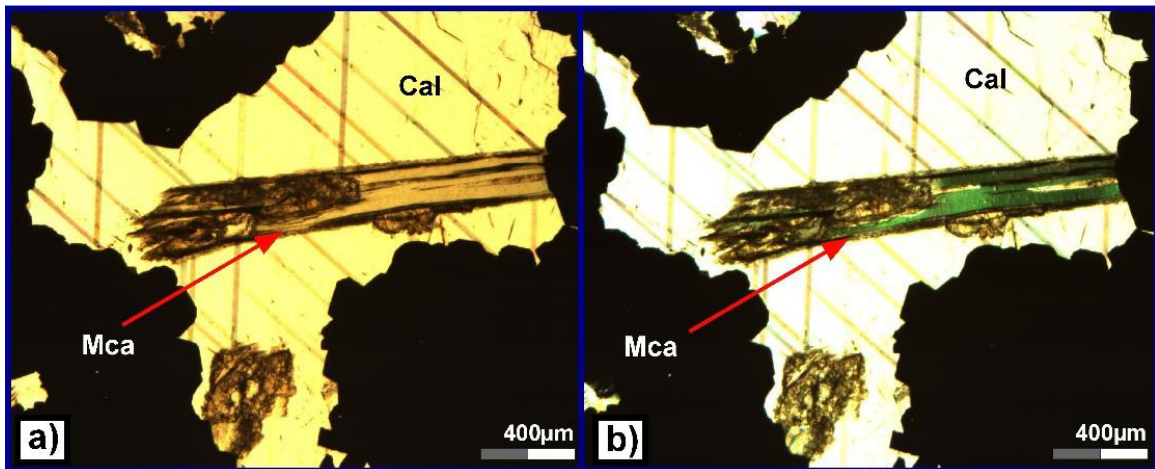


Figura 5.21.- Mica tabular subhedral presente en relleno de calcita, vista bajo N// (a) y NX (b). Los óxidos de hierro permanecen extintos bajo ambos nicoles. Abreviaturas: Mica (Mca) y Calcita (Cal).

Por último, se observó una especie mineral que se presenta de dos maneras (**Figura 5.22**): 1) un primer tipo con colores de interferencia verde intenso y colores verde-amarillentos, con un hábito hexagonal de desarrollo euhedral generalmente bien preservado y 2) cristales radiales alargados de tamaños pronunciados con coloración verde suave en N// y colores de interferencia del segundo orden (azul-anaranjado). La microscopía electrónica de barrido con EDS acoplado permitió caracterizarlo como turmalina. Los resultados son presentados en la **Figura 5.36**.

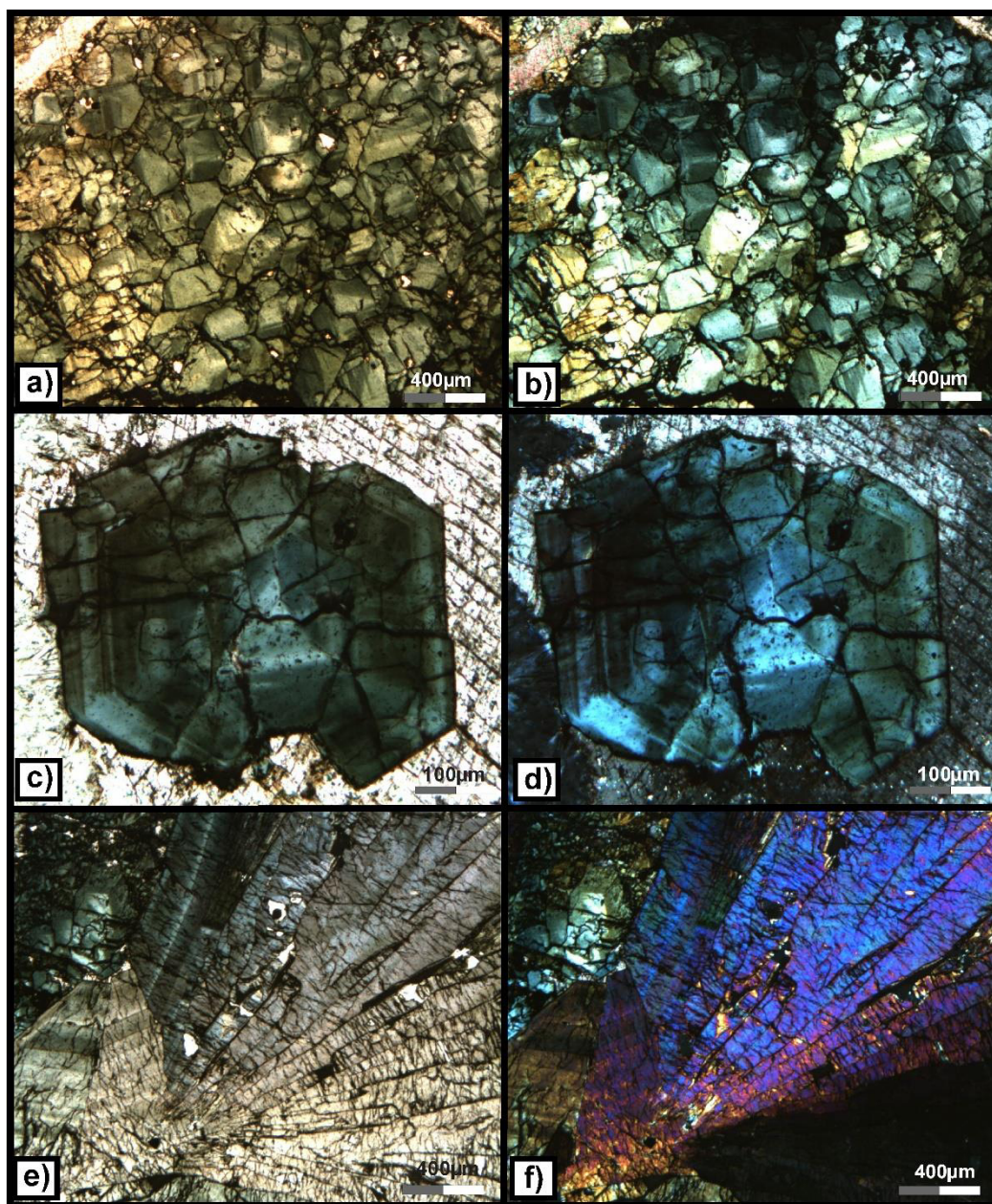


Figura 5.22.- Ejemplares de turmalina zonada en; a) y b) mosaico de ejemplares hexagonales de tonos verdes, c) corte basal de ejemplar aislado sobre ankerita, e) y f) cristales alargados de tonos fuertes. Imágenes de la izquierda vistas bajo N//, mientras que las de la derecha en NX.

5.3.2.- Mineragrafía

Por medio de esta técnica se estudiaron los minerales metálicos presentes en cada una de las muestras. Dichos minerales se pertenecen a los óxidos, sulfuros, sulfosales y elementos nativos. Se determinó la presencia de *magnetita*, *hematita*, *pirita*, *calcopirita*, *esfalerita*, *tetrahedrita*, *covellina*, *maghemita*, *goethita* y *oro nativo*. La magnetita, presente como el mineral metálico de mayor abundancia, se encuentra con hábitos euhedrales a subhedrales de apariencia hexagonal e

inclusive granular, presentando tonalidades grises oscuras en N// mientras que en cruzados se logra apreciar fuertemente oscura. Se encuentra asociada a óxidos, sulfuros y silicatos. Llega a presentar cambios drásticos de tamaño mineral, lo que puede ser atribuido a cambios de la fugacidad del oxígeno en el sistema (**Figura 5.23**).

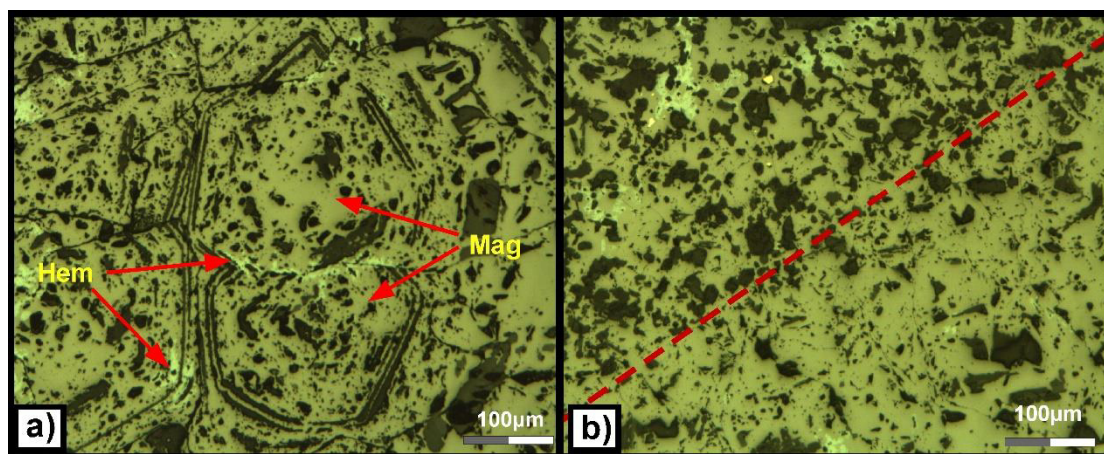


Figura 5.23.- a) Cristales hexagonales de magnetita. Se presenta hematita como producto de eventos supergénicos y b) cambio en el tamaño de magnetita, el contraste está representado por la línea punteada rojiza.

La magnetita se relaciona principalmente con granate y cuarzo, cristalizando en planos de crecimiento de dichas fases, inclusive llega a ocupar el núcleo del cuarzo. Esta relación textural indica que el depósito de magnetita fue simultáneo con la cristalización de cuarzo y granate (**Figura 5.24**).

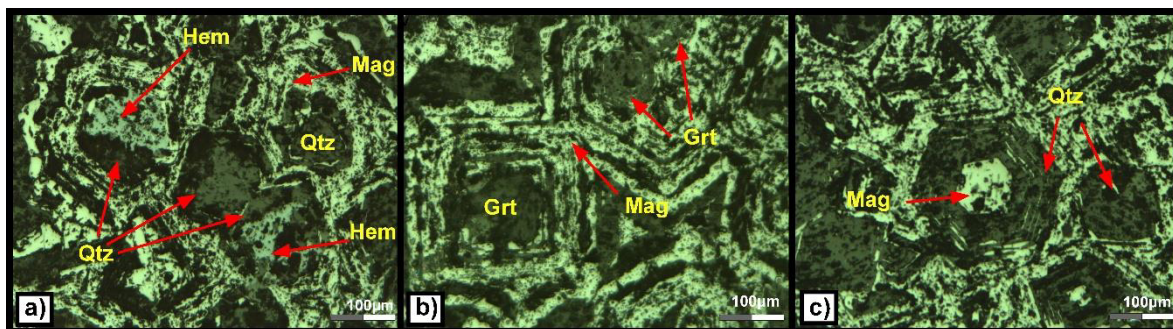


Figura 5.24.- a) Cuarzo relacionado con el crecimiento de óxidos de hierro, esto debido a que ocupa el núcleo de dichas fases, b) Granate, siendo el punto de nucleación para el crecimiento de la magnetita y c) Crecimiento de cuarzo a partir de núcleo de magnetita, así mismo dándose cierta alternancia entre minerales. Abreviaturas: Qtz: Cuarzo, Mag: Magnetita, Hem: Hematita y Grt: Granate.

El segundo óxido de mayor abundancia es la hematita, la cual se encuentra texturalmente de dos maneras: 1) relacionada a la magnetita y carbonatos como producto de eventos supergénicos (**Figura 5.25a**) y 2) de manera primaria con hábitos tabulares ó aciculares, de tonalidad gris muy clara, producto de variaciones en las condiciones de fugacidad del oxígeno (**Figura 5.25b, c**).

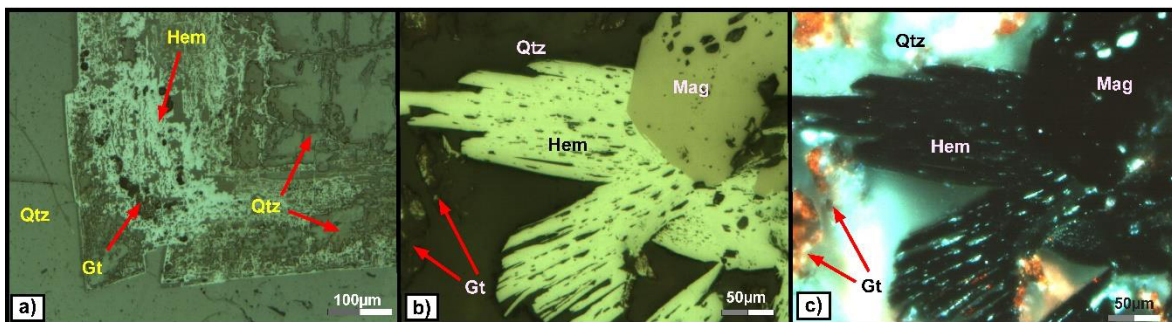


Figura 5.25.- a) Hematita y goethita supergénicas relacionadas a ankerita, b) hematita de hábito alargado truncado por un cristal de magnetita, bajo NX y d) mismo punto de "b" bajo N//. Nótese los característicos destellos rojizos de la hematita. Mag; Magnetita, Hem; Hematita; Gt; Goethita, Qtz; Cuarzo.

Además de estos óxidos, también aparece una fase mineral intermedia entre magnetita y hematita conocida como maghemita, de tonos grises. Se encuentra asociada con la magnetita y se origina como producto de oxidación de la misma (**Figura 5.26a**). Se observaron óxidos de hierro hidratados en forma de goethita (**Figura 5.25b, c**) y ferrihidrita, ambos producto de procesos supergénicos sobre las fases principales (**Figura 5.17a**). La pirita es el sulfuro más abundante, presenta hábitos euhedrales-subhedrales cúbicos y exhibe una tonalidad amarillenta suave. Se encuentra asociada con magnetita, así como con cuarzo, calcita y calcopirita. Texturalmente se presenta de tres maneras: 1) siguiendo un patrón lineal ocasionalmente (**Figura 5.26b**) y 2) asociada con la mena de hierro y alternándose con la misma en la depositación, situación influenciada por cambios de fO_2 y fS , (**Figura 5.26c**) y 3) en rellenos de cuarzo y/o calcita (**Figura 5.26d**).

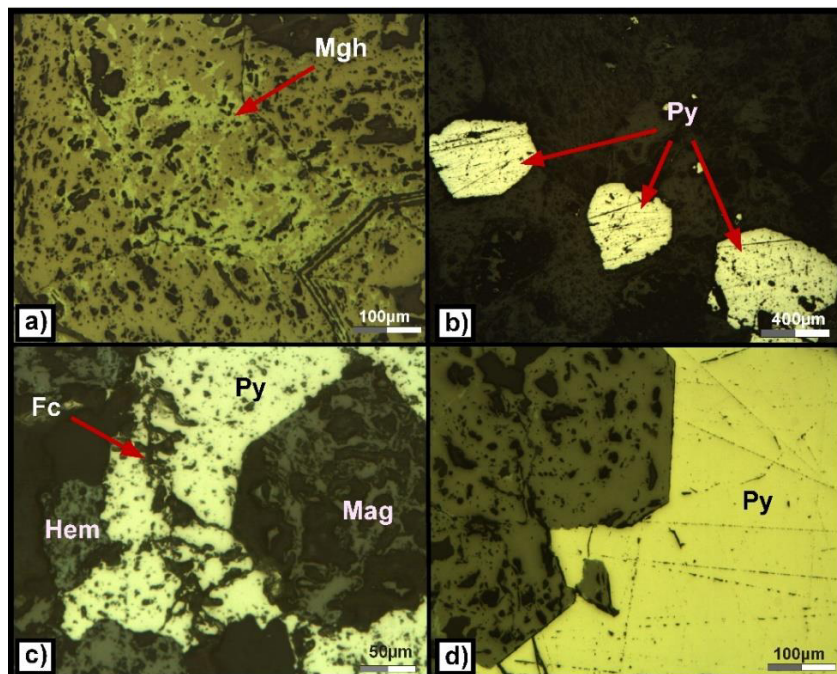


Figura 5.26.- a) Maghemita en magnetita, b) Cristales de pirita "orientados", c) Alternancia de fases de hierro (magnetita-pirita-hematita), se observa la pirita fracturada y d) Pirita en contacto con magnetita. Py: Pirita, Mag: Magnetita, Mgh: Maghemita, Hem: Hematita y Fc; Fractura.

La calcopirita es el segundo sulfuro más abundante en las muestras analizadas, presenta tonalidades amarillentas fuertes y se relaciona con pirita, así como con cuarzo y calcita, dándose en rellenos minerales junto con estas fases. Esto último indica la existencia de al menos una fase de depósito mineral posterior a la fase principal de óxidos de hierro. Los procesos supergénicos sobre este mineral han generado la ocurrencia de covellina (**Figura 5.27**).

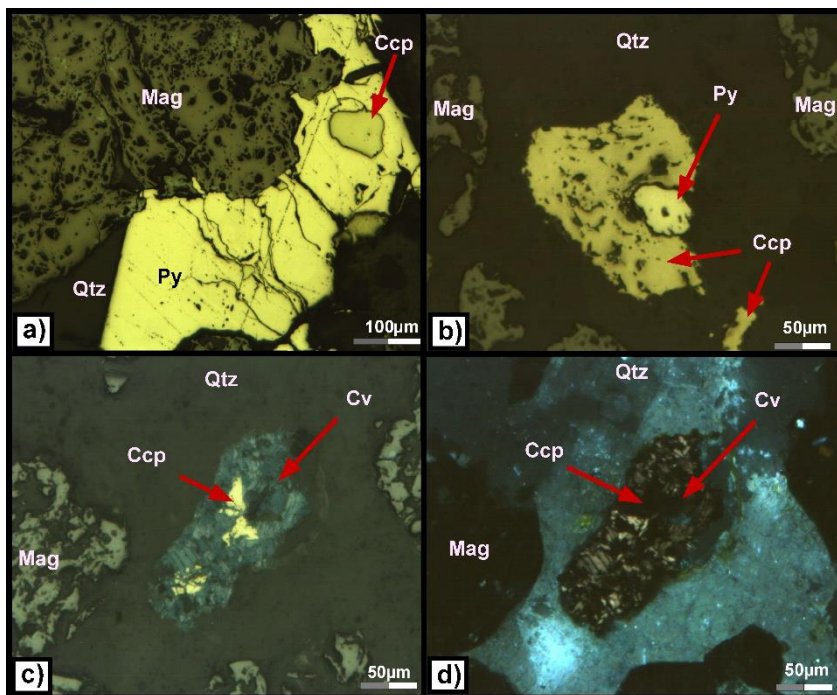


Figura 5.27.- a) Relleno de cuarzo con presencia de sulfuros, calcopirita creciendo a partir de pirita, los bordes de la magnetita se presentan modificados, b) Calcopirita embebida en pirita, ambas presentes en cuarzo, c) Desarrollo de covellina a partir de eventos supergénicos sobre calcopirita y d) mismo punto que “c” visto con analizador. Qtz: Cuarzo, Mag: Magnetita, Py: Pirita, Ccp: Calcopirita y Cv: Covellina.

La calcopirita no es el único mineral con contenido de metales base, ya que se presenta la cristalización de esfalerita. En orden de abundancia es el tercer sulfuro, presenta una tonalidad gris oscura-media y exhibe la multicristalinidad “*enfermedad de la calcopirita*” (Barton et al., 1987), esto debido a exsoluciones de este último mineral en forma de “pequitas”. Se relaciona texturalmente con la pirita y la calcopirita en rellenos minerales silicatados o carbonatados, formando parte de esa segunda fase de depósito mineral (**Figura 5.28**).

Aunque en menor proporción que los minerales descritos en este apartado, se ha reconocido tetrahedrita, la cual presenta tonalidades características grises-verdosas. Se encuentra relacionada a la calcopirita, con la cual coexiste de manera particular ya que se presentan exsoluciones de calcopirita dentro de la tetrahedrita (**Figura 5.29**).

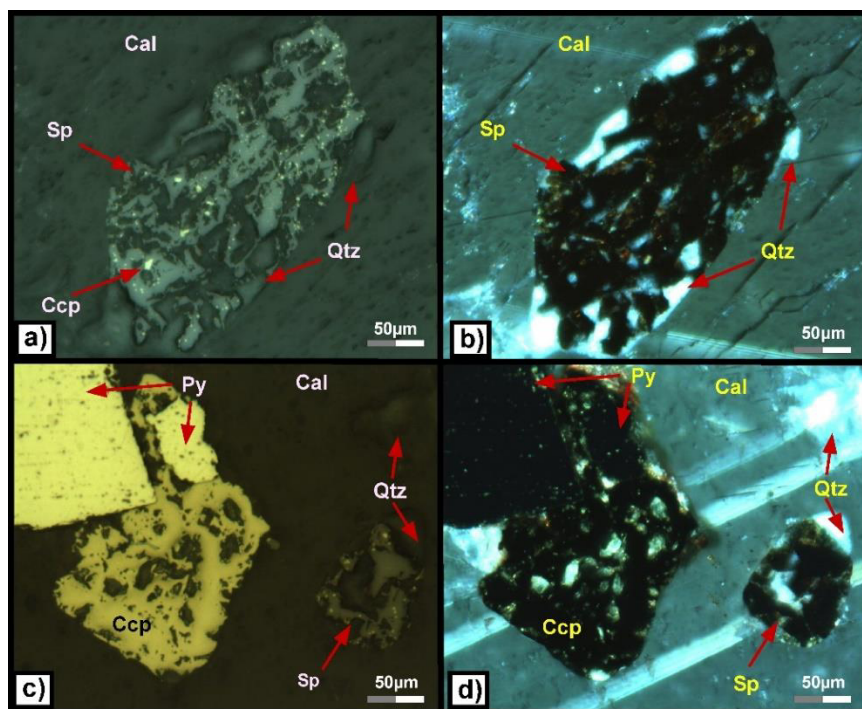


Figura 5.28.- a) Cristal de esfalerita presentando le enfermedad de la calcopirita, que se refiere a exsoluciones de calcopirita, b) Imagen del mismo punto que “a” visto con analizador, c) Ocurrencia de pirita-calcopirita-esfalerita y d) Imagen del punto anterior visto con analizador. La calcita es el relleno mineral presente en todas las fotos. Sp: Esfalerita, Py: Pirita, Ccp: Calcopirita, Cal: calcita y Qtz: cuarzo.

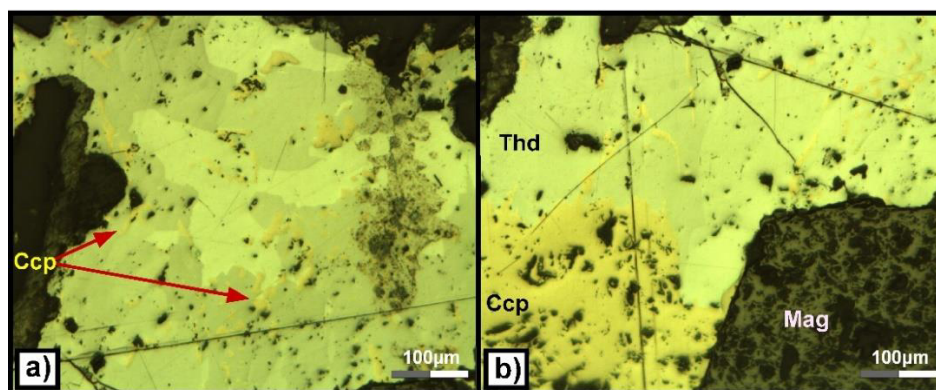


Figura 5.29.- a) Tetrahedrita con exsoluciones de calcopirita y b) Presencia de tetrahedrita, calcopirita y magnetita. Thd: Tetrahedrita, Ccp: Calcopirita y Mag: Magnetita.

La Mineragrafía permitió identificar además dos minerales: 1) uno de tonalidad gris, relacionado con pirita-calcopirita-esfalerita-tetrahedrita en rellenos de cuarzo-carbonatos (**Figura 5.30**) y cuya caracterización como una sulfosal de bismuto ha sido realizada por medio de microscopía electrónica con EDS acoplado, presentando los resultados en la **Figura 5.38**. 2) aunque de manera muy escasa se observó oro nativo, relacionado de igual forma con sulfuros, concentrados en rellenos de carbonatos y cuarzo (**Figura 5.30c**).

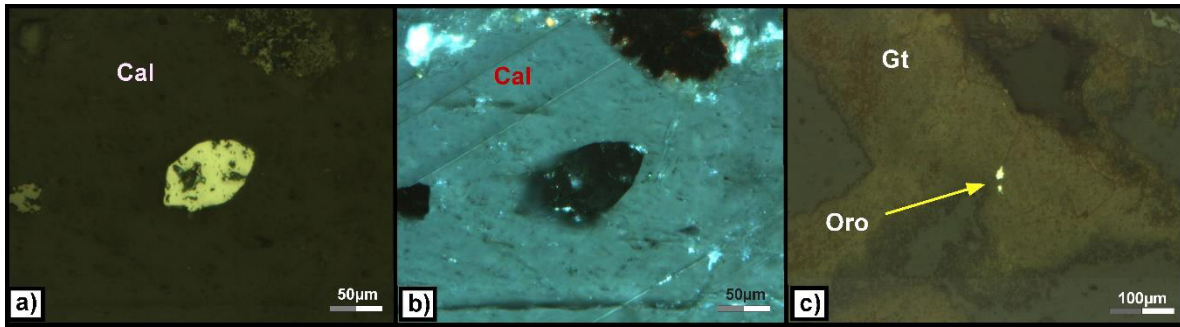


Figura 5.30.- a) Sulfosal de bismuto, de tonalidad blanquecina - grisácea presente en relleno carbonatado, bajo N//, b) bajo NX y c) ocurrencia de granos de oro en goethita. Nótese el fuerte brillo de dichos granos. Gt: Goethita y Cal: Calcita

5.3.3.- Microscopía Electrónica de Barrido (SEM)

Esta técnica fue implementada con los siguientes propósitos: **1)** complementar lo observado durante el estudio de petrografía convencional. Se utilizó un equipo con analizador de energía *EDS* acoplado para lograr una mejor caracterización de las minerales observadas y **2)** evidenciar fases minerales que no fue posible detectar o diferenciar con las técnicas convencionales.

De los minerales que fueron reconocidos durante la petrografía y que requirieron una caracterización más detallada se encuentran: granate, clorita, biotita y turmalina. Por otro lado, dentro de las fases solo reconocidas y diferenciadas a través del SEM se presentan: feldespato potásico, halita, sulfosales de Bi, Cu, Ag y Pb y minerales de tierras raras. Los granates de la muestra SLT-05 se presentan de dos formas básicamente, completamente homogéneos (**Figura 5.31**) y presentando zonamiento bien desarrollado (**Figura 5.32**). Aquellos en la muestra SLT-07 muestran zoneamiento, mientras que los de la muestra SLG se aprecian prácticamente homogéneos.

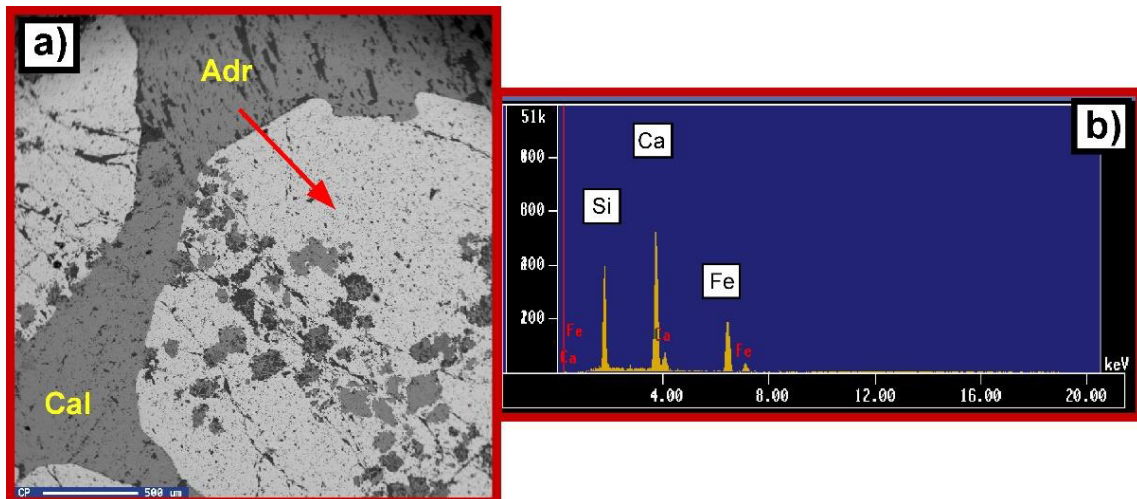


Figura 5.31.- a) Imagen de retrodispersión de un cristal de granate con calcita (Cal) en huecos, tomada con SEM y b) EDS obtenido de la medición semi-cuantitativa del mineral arrojando una composición de andradita (Adr).

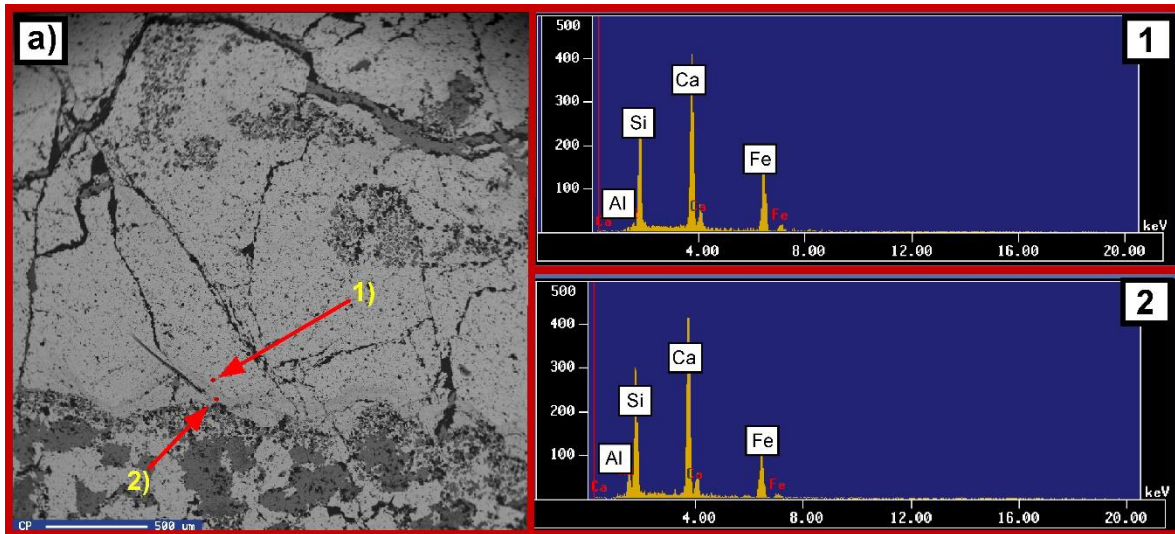


Figura 5.32.- a) Imagen de retrodispersión obtenida a través del SEM de cristales de granates zonados, los puntos señalados en color amarillo representan las zonas en donde se tomaron los EDS 1) y 2) Los cuales exhiben una composición tipo Andradita (Ca-Fe-Si) pobre en Al.

A través de este análisis ha sido posible identificar (aunque de manera semi-cuantitativa) al tipo de granate, tratándose de una andradita. El análisis ha permitido identificar diferencias sutiles entre los tipos homogéneos y zonados. El primero de ellos presenta una composición más “pura” (ausencia de Al) mientras que los zonados presentan aluminio, y este varía en concentración del centro al borde, entre bandas claras y oscuras, estas últimas con mayor concentración de aluminio. Para la muestra SLT-07 se presenta una composición altamente similar a aquellos analizados en la muestra SLT-05, ya que llegan a presentar una composición andradítica (**Figura 5.33**).

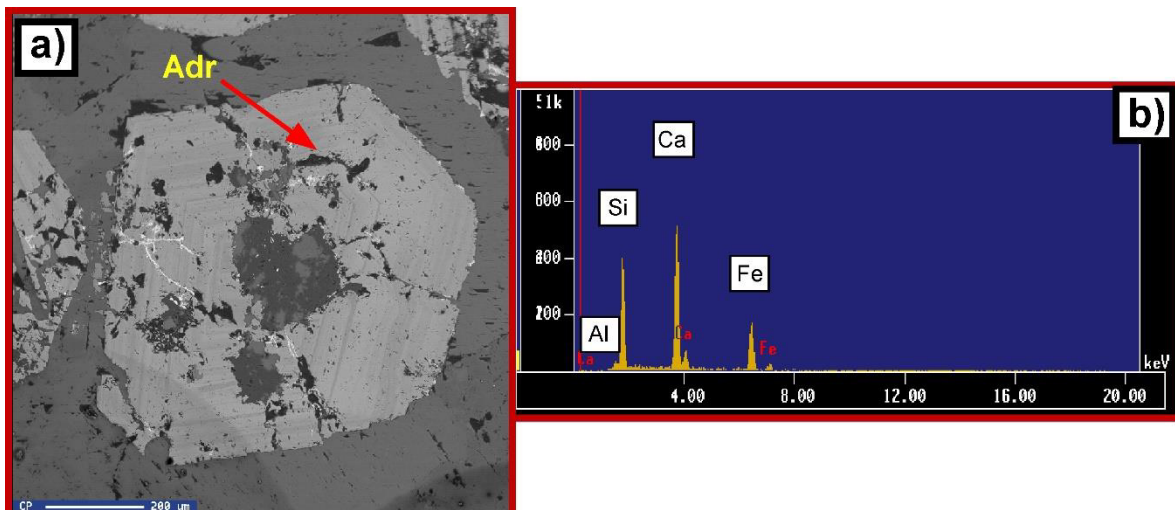


Figura 5.33.- a) Imagen de retrodispersión obtenida a través del SEM de un cristal de granate zonado de la muestra SLT-07 y b) EDS en el que se observa una composición de andradita (Adr).

Por otro lado, los granates de la muestra SLG presentan una concentración mayor de aluminio y menor en hierro, a diferencia de lo observado en los EDS de las muestras SLT-05 y SLT-07, lo que indica una mayor componente de grosularia (**Figura 5.34**).

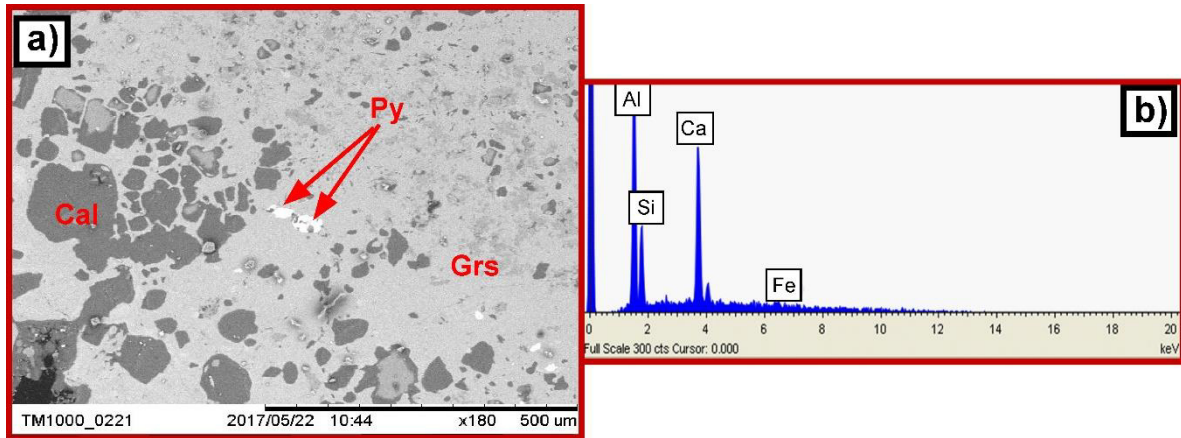


Figura 5.34.- a) Imagen de retrodispersión obtenida a través del SEM ambiental de un cristal de granate zonado con presencia de pirita (Py) y calcita (Cal) de la muestra SLG y b) EDS en el que se observan los picos característicos para una componente rica en grosularia (Grs).

El EDS reveló una composición de Si, Al, Fe y Ca para las cloritas. El análisis indica un bajo contenido de Mg. En la **Figura 5.35**, se aprecia la clorita, junto con feldespato potásico y agregados de halita, esto último siendo bastante común para estos sistemas hidrotermales.

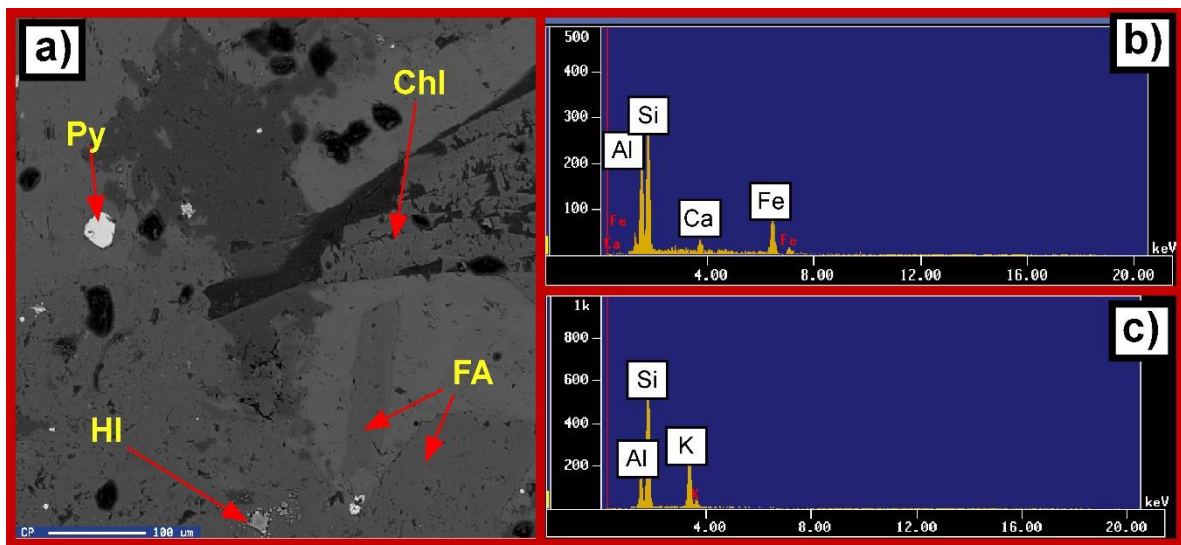


Figura 5.35. - a) imagen adquirida a través de SEM, señalando la presencia de feldespato alcalino (FA), clorita (Chl), halita (HI) y pirita (Py), b) EDS de clorita y c) EDS de feldespato alcalino.

Los minerales descritos en el apartado de “Petrografía de Luz Transmitida” y que pueden ser observados en la **Figura 5.22**, han sido analizados a través de SEM-EDS, revelando, que los minerales de hábito alargado y cortes basales hexagonales presentan una composición química similar entre ellos (**Figura 5.36**). Estos se componen principalmente de Si, Al, Fe, Na y en menor proporción Ca. A partir de esto, se puede considerar a ambas fases como una sola especie mineral la cual llega a presentar diferencias ópticas probablemente por el corte del mineral. La DRX revela que este mineral es turmalina, variedad *Dravita* ($\text{NaMg}_3\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_4$). El difractograma correspondiente es presentando en el apartado de anexos (Anexo 5).

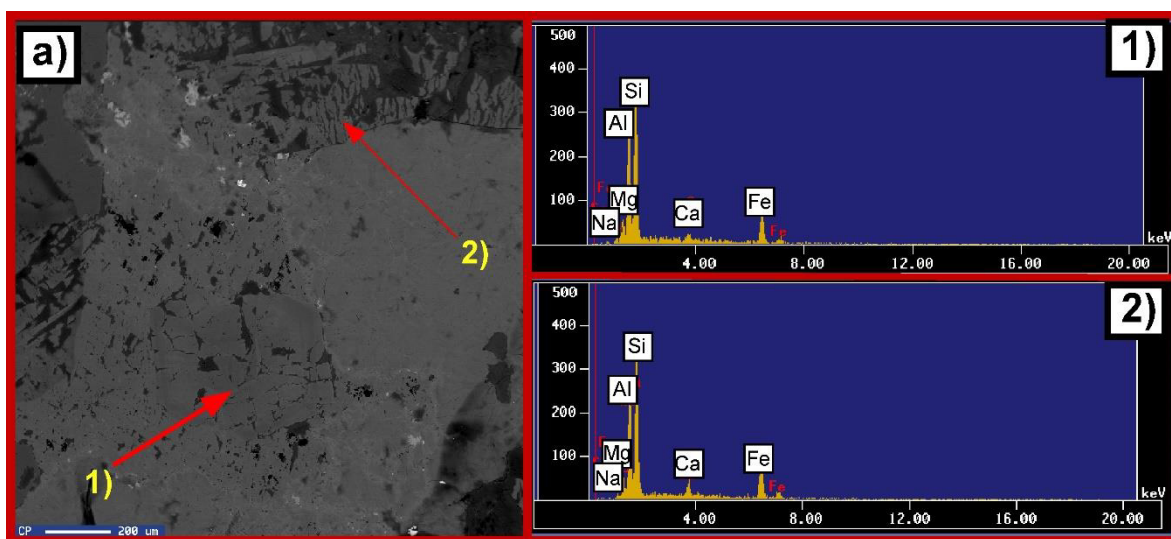


Figura 5.36.- Fases minerales ricas en Si, Al, Ca, Fe, Mg y Na, interpretada como turmalina. a) imagen de retrodispersión tomada a través del SEM, 1) y 2) análisis semi-cuantitativo EDS de los puntos señalados en la microfotografía.

El mineral micáceo descrito en este capítulo bajo el apartado de “Luz Transmitida” en la **Figura 5.21** ha sido observado a través de microscopio electrónico y analizado semicuantitativamente con EDS (**Figura 5.37a**). El análisis indicó la presencia de Fe, Mg, Al, K y Si, la cual es una composición química típica para biotita. La DRX de ejemplares de esta mica verde arrojan como resultado la variedad de biotita rica en potasio y hierro *Annita* ($\text{KFe}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH}, \text{F})_2$). El difractograma correspondiente a dicha medición es presentado en el Anexo 6. Por otro lado, es bastante común observar cristales de apatito, tal y como se presenta en la **Figura 5.38b**. Dichos cristales se encuentran principalmente en rellenos de calcita, pero también sobre la magnetita.

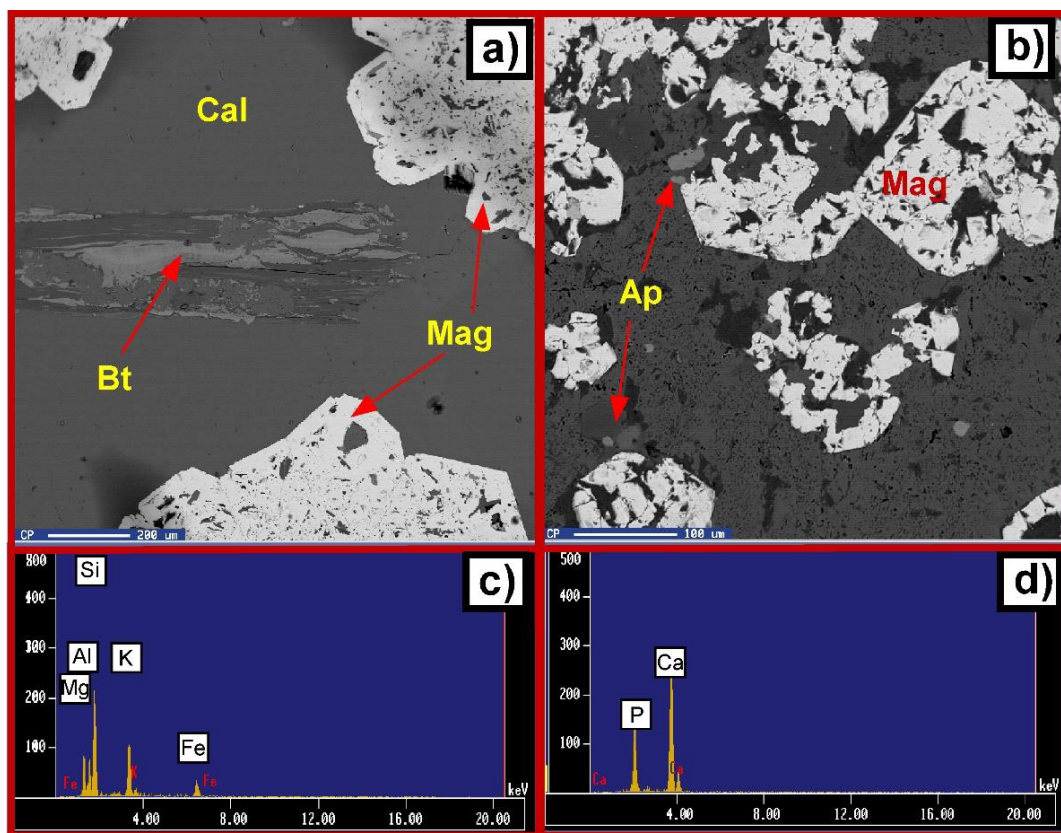


Figura. 5.37.- Imágenes de retrodispersión tomada a través del SEM (a) Cristal de biotita (Bt), b) Ejemplares de apatito (Ap), ambos cristalizados en una matriz de calcita (Cal). Además, se observa magnetita (Mag). c) y d) Análisis semicuantitativos EDS de biotita y apatito respectivamente.

En el apartado de **Minerografía** se describió tetrahedrita. A través del SEM fue posible identificar la ocurrencia de bismuto nativo y variedades complejas de sulfosales de bismuto. En la **Figura 5.38** se presenta una imagen compuesta de fotografía adquirida con SEM y el EDS del probable bismuto nativo, en la que se nota que se compone prácticamente por Bi y poco Cu.

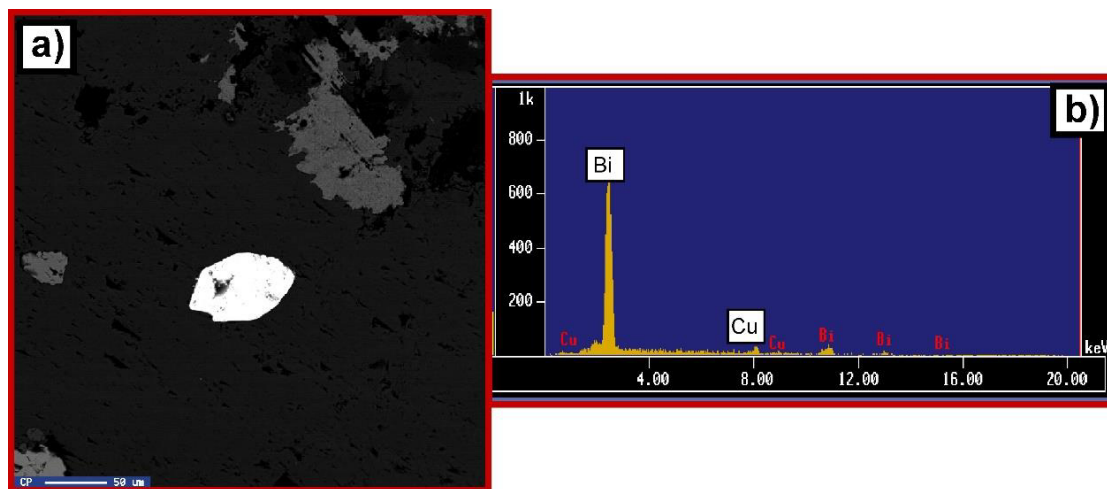


Figura 5.38.- Mineral rica en Bi, con trazas de Cu, a) imagen de retrodispersión tomada a través del SEM y b) análisis semi-cuantitativo EDS.

Se reconocieron tres variedades de sulfosales de Bi: a) una rica en Cu, considerada en este trabajo como *Witichenita* (Cu_3BiS_3) o alguna variedad del grupo de la *klaprotholita* ($3\text{Cu}_2\text{S} \cdot 2\text{Bi}_2\text{S}_3$), está última reconocida anteriormente en el Distrito Concepción del Oro (Krieger, 1940), b) otra rica en Cu-Ag considerada como *Arcubisita* ($\text{Ag}_6\text{CuBiS}_4$) y c) otra rica en Pb-Cu-Fe, tratándose posiblemente de una *Miharaita* ($\text{Cu}_4\text{FePbBiS}_6$). Las primeras dos coexisten de una manera particular, indicando su depositación conjunta durante el evento de mineralización (**Figura 5.39**).

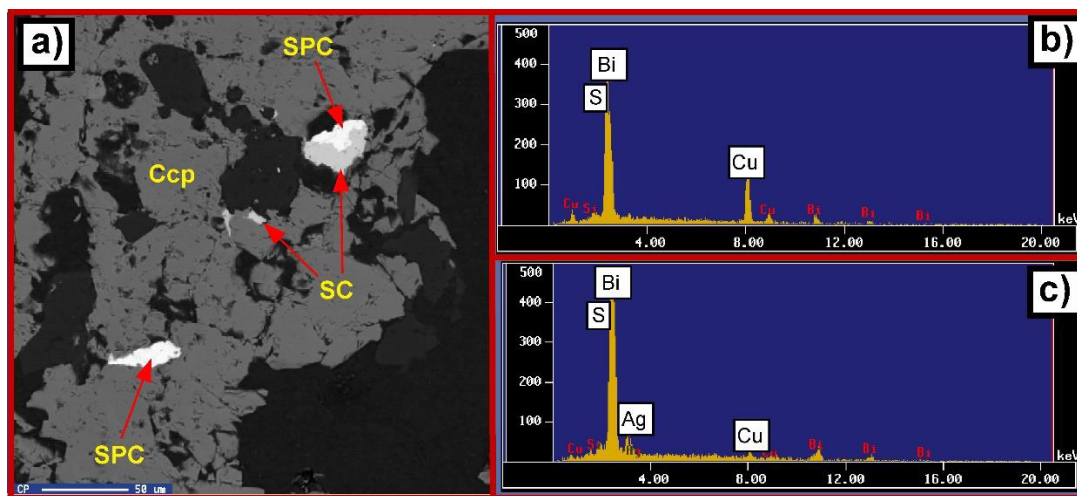


Figura 5.39.- Sulfosales de Ag-Cu (SPC) y de Cu (SC) presentes en un cristal mayor de calcopirita (Ccp). Imagen de retrodispersión tomada a través del SEM que representa la relación textural entre las diferentes fases minerales, b) y c) análisis semi-cuantitativo EDS de la sulfosal de Ag-Cu y Cu respectivamente.

Por otro lado, la variedad rica en Cu-Ag, llega a presentar una textura tipo exsolución, puesto que puede llegar a presentarse en forma de “pequitas” dentro de los cristales de calcopirita, los cuales a su vez están presentes dentro de pirita (**Figura 5.40**). La sulfosal rica en Pb-Cu-Fe se asocia igualmente con cristales calcopirita (**Figura 5.41**).

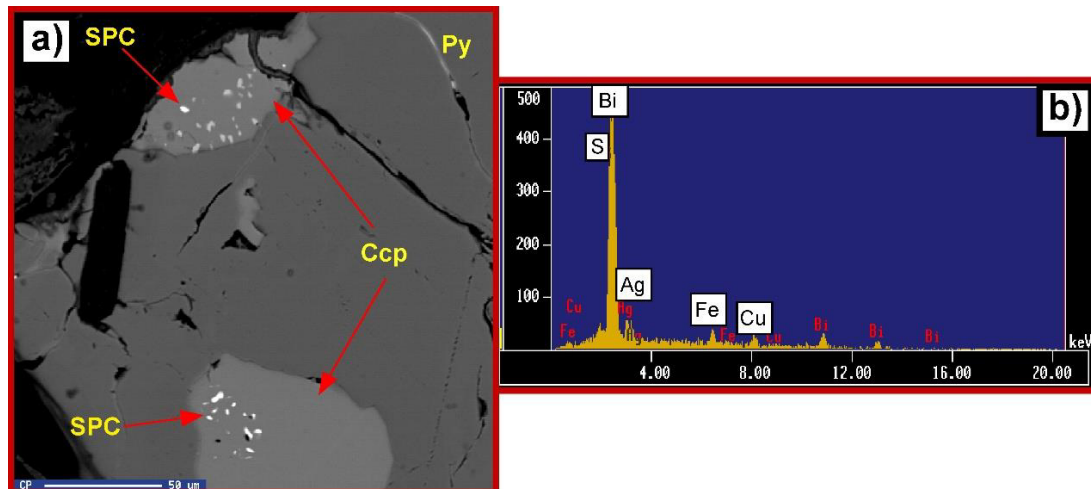


Figura 5.40.- Sulfosales de Ag-Cu (SPC) presentes como exsolución en calcopirita (Ccp) a la vez asociada con pirita (Py). a) imagen de retrodispersión tomada a través del SEM que muestra la relación textural entre las diferentes fases minerales y b) análisis semi-cuantitativo EDS de la sulfosal.

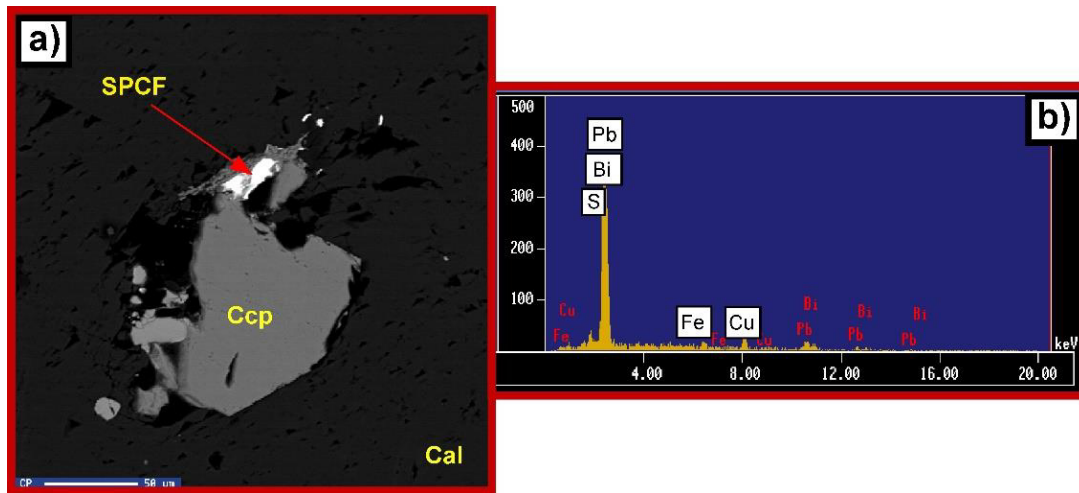


Figura 5.41 Sulfosal de Bi, con Pb-Cu-Fe. a) imagen de retrodispersión tomada a través del SEM que muestran el mineral tipo sulfosal (SPCF) asociado con calcopirita (Ccp) presentes en rellenos de calcita (Cal) y b) análisis semi-cuantitativo EDS de la sulfosal.

Como ha quedado claro, las *sulfosales* se encuentran ligadas íntimamente a la precipitación de calcopirita, aquella relacionada con los rellenos ricos en carbonatos (calcita) y en menor medida con presencia de cuarzo. Estas características texturales sugieren una cristalización “posterior” a la mena de hierro. Por otro lado, se determinó la presencia de minerales ricos en tierras raras, específicamente La-Ce (**Figura 5.42**). Estos han sido considerados como *synchysita* rica en La. Este mineral presenta la fórmula $\text{Ca}(\text{Ce, La})(\text{CO}_3)_2\text{F}$. Estos se presentan en el cuerpo denominado *Bloque Mineral*. Estos minerales se encuentran en co-existencia con ankerita, clorita y dravita.

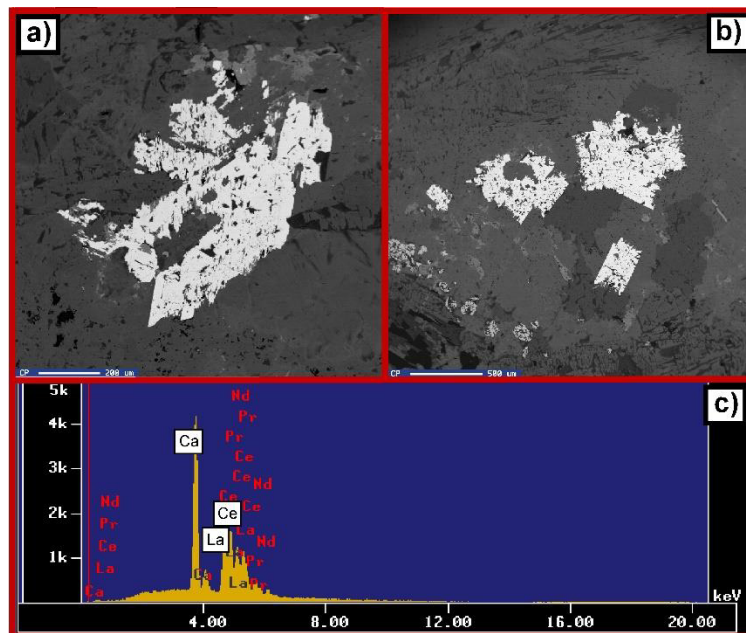


Figura 5.42.- Fase mineral rica en tierras raras (La-Ce) y calcio. a) y b) Imágenes de retrodispersión tomadas a través del SEM que representan la apariencia visual de dichos minerales y c) análisis semi-cuantitativo EDS.

5.4.- Alteraciones Hidrotermales

La alteración hidrotermal es un fenómeno geológico relacionado a procesos químicos y físicos de interacción agua-roca, genera modificaciones composicionales y el desarrollo de paragénesis de minerales secundarios de la roca (Browne, 1970; Henley y Ellis, 1983), a temperaturas superiores a la media anual del sitio donde ocurre (Pirajno, 2012).

Durante el trabajo de campo fue posible reconocer ensambles minerales resultado de la alteración hidrotermal. La clasificación adecuada de las especies minerales se efectuó con apoyo de técnicas de Microscopia de Luz Polarizada, Espectroscopia de Infrarrojo de Onda Cercana (SWIR) y Difracción de Rayos X. Uno de los puntos más llamativos observados en campo fue la tonalidad en el *Sill Superior*, descrito en el **Capítulo IV**. Este cuerpo magmático exhibe una llamativa coloración blanquecina. En algunos sectores se presenta parcialmente competente, pero en otros bastante deleznable. La petrografía ha sido descrita en el capítulo anteriormente mencionado. A través de análisis SWIR de muestras colectadas tanto sobre la carretera como en la parte superior del tajo, se observa la presencia de montmorillonita y palygorskita (**Figura 5.43**).

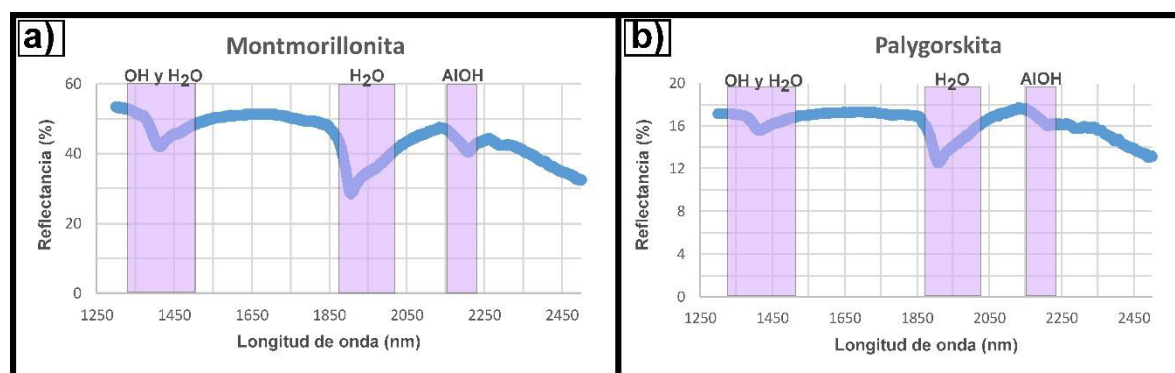


Figura 5.43.- Espectros IR característicos para a) Montmorillonita y b) Palygorskita. Los valores de correlación de la medición con la base del software son de 98% y 97% respectivamente. Se marcan las bandas de absorción características para cada mineral.

Con el fin de respaldar lo observado en el análisis petrográfico y enriquecer lo arrojado por análisis SWIR, se realizaron dos mediciones de DRX sobre las muestras SLE-09 (**Figura 5.44**) y SLC-05 (Anexo 7). La muestra SLC-05 arroja la misma composición mineral con la diferencia de que se presentó mica en lugar de actinolita. Al igual que en el *Sill Superior*, los “bloques magmáticos” presentes dentro del tajo, propiamente en el cuerpo mineralizado, presentan una tonalidad bastante similar, por lo cual de igual manera se han realizado mediciones SWIR arrojando el espectro de la **Figura 5.45**. Las mediciones repetitivamente arrojaron la respuesta de montmorillonita.

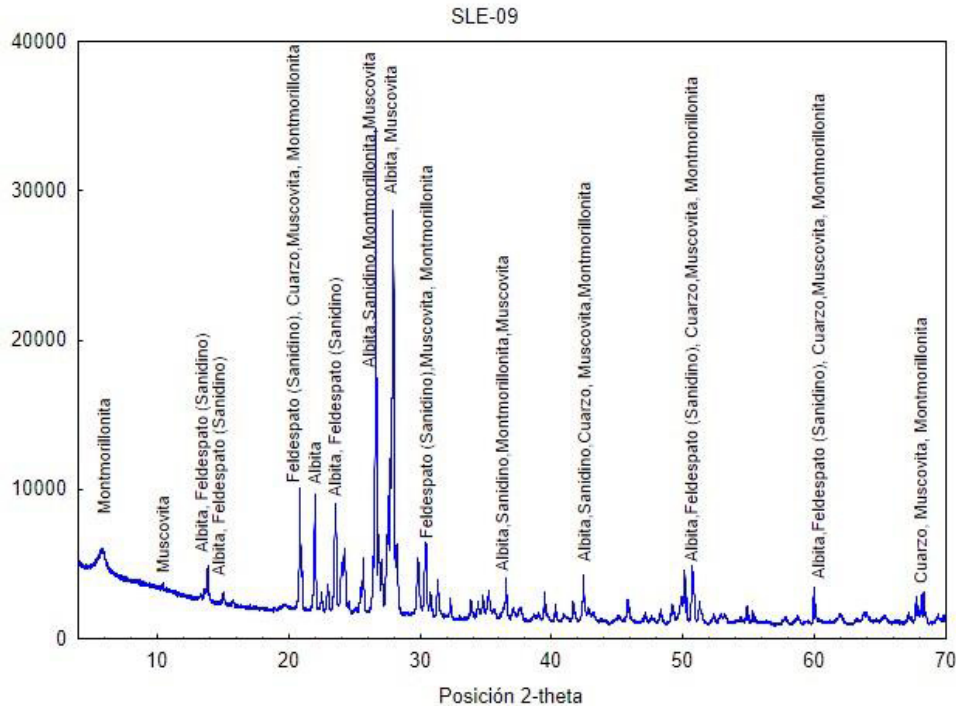


Figura 5.44.- Difractograma de la muestra SLE-09 en el que se notan picos principales de: montmorillonita (~6000), albita (~10000) albita-sanidino-montmorillonita-muscovita (~32000).

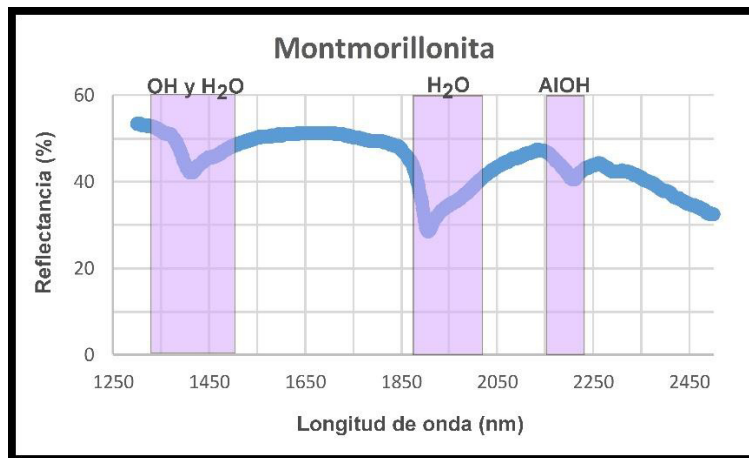


Figura 5.45.- Espectro característico para montmorillonita. Alcanza un 95% de correlación entre la medición y la base de datos del software. Se marcan las bandas de absorción características para el mineral.

La veta verdosa descrita en el inicio de este capítulo ha sido analizada a través de la técnica SWIR, arrojando la presencia de hectorita, un tipo de esmectita (**Figura 5.46**), lo cual es consistente con la apariencia física de dicho cuerpo. Además, dentro de las propiedades de este filosilicato se encuentra que llega a presentarse en agregados suaves y blandos con algo de desarrollo laminar. Esta misma veta, fue analizada geoquímicamente para elementos mayores y trazas, observándosele presencia de Pb, Zn y REE (La-Ce) principalmente (resultados en el apartado 5.4).

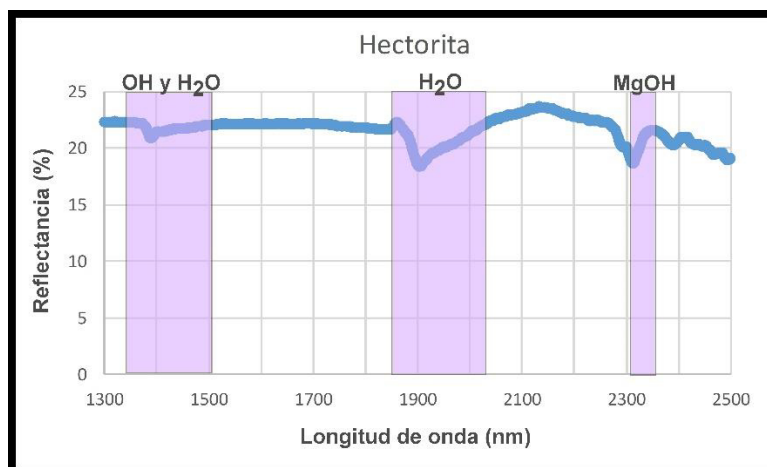


Figura 5.46.- Espectro característico para hectorita. Las mediciones realizadas y comparadas con la base de datos del software arrojó una correlación de 90%. Se marcan las bandas de absorción características para el mineral.

Meyer y Hemley (1967) clasificaron a las alteraciones hidrotermales en los tipos: propilítica, argílica intermedia, argílica avanzada, sericítica y potásica. De acuerdo con estos autores y con base en los ensambles minerales presentes, la alteración hidrotermal para el área de estudio es una del tipo argílica intermedia, caracterizada por cantidades importantes de caolinita, montmorillonita, esmectita o arcillas amorfas, que remplazan principalmente a plagioclasa. Esto último es concordante con el ensamble mineral descrito en este apartado (montmorillonita, esmectita y hectorita), los cuales representan la alteración retrógrada de más baja temperatura dentro del depósito mineral, en comparación con las alteraciones progradas. A demás, se presentan enriquecimientos en ciertas fases minerales que podrían dictar la presencia de alteraciones hidrotermales monominerálicas, como lo son: cloritización, turmalinización y actinolización. Las primeras dos son abundantes en el Bloque Mineral, en tanto que la última, fue observada de manera marcada en el Sill Superior. Estos tres ensambles mineralógicos describen alteraciones hidrotermales de mayor temperatura en comparación con aquella del tipo argílica intermedia descrita en el párrafo anterior.

Así mismo es posible observar una alteración tipo silicificación, representada por un pequeño cuerpo de jaspe bandeado de atractivas tonalidades (**Figura 5.8**), el cual formaría parte de las alteraciones retrogradas de más bajas temperaturas.

Por último, se puede hablar propiamente de una alteración tipo skarn (prograda) distinguida mineralógicamente por la presencia de minerales calcosilicatados, la cual ha sido descrita a detalle en apartados anteriores. Parte de esta mineralogía (grosularia-diópsido) se observa en el siguiente difractograma (**Figura 5.47**).

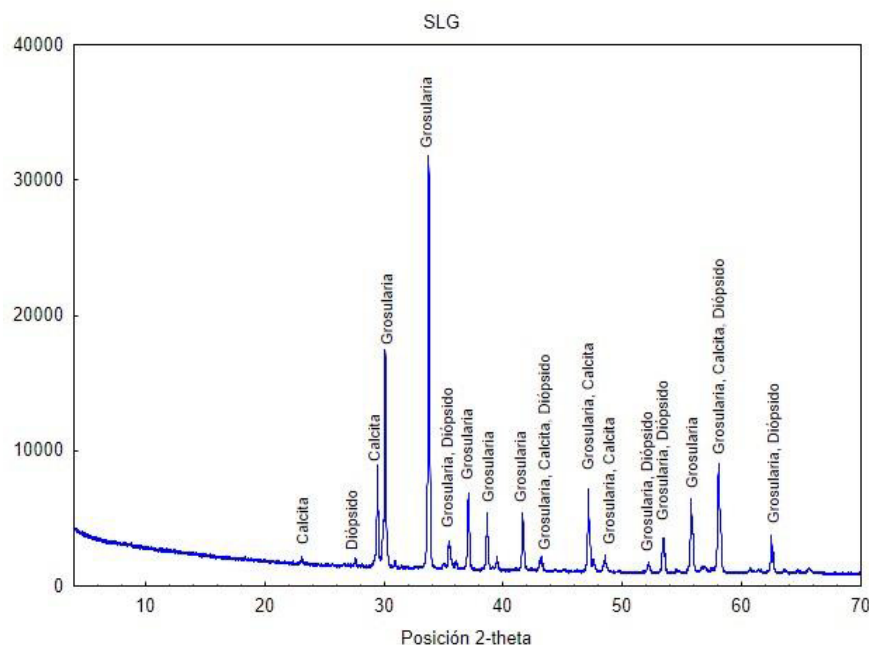


Figura 5.47. - Difractograma de la muestra SLG en el que se presentan grosularia (~31000) y diópsido (~4000) como componentes de la alteración progradada.

5.6.- Mineraloquímica

Los análisis de química mineral se realizaron en las menas de óxido (magnetita-hematita) con el propósito de precisar si dichas fases presentan enriquecimientos en algún elemento de interés económico, así como para lograr clasificar al yacimiento mineral a partir de la química de dichos minerales (Dupuis y Beaudoin, 2011). De igual manera, aunque en menor cantidad, se realizaron análisis geoquímicos de roca total sobre muestras de cuerpo mineralizado (magnetita) y el componente exótico *Veta Verdosa*, la cual fue descrita a inicios de este capítulo.

Los análisis cuantitativos en mineral fueron realizados con la Microsonda Electrónica (EMPA), aplicados sobre aquellas muestras que cumplieran con las características texturales y las técnicas de pulido. La **Figura 5.48** muestra los puntos medidos sobre algunos ejemplares de magnetita y hematita. Para la magnetita se midieron cristales con un hábito hexagonal bien desarrollado, así como aquellos de apariencia masiva, en tanto que para la hematita se midieron aquellas de hábito tabular, los cuales indicaran un origen primario. Se midieron un total de 83 puntos (óxidos, silicatos y sulfuros), los cuales fueron filtrados para descartar aquellos valores bajos. Se trabajó con un número de 42 análisis de óxidos de hierro. La tabla presentada en el Anexo 8, representa aquellos valores de óxidos de hierro con los valores más aceptables para su utilización.

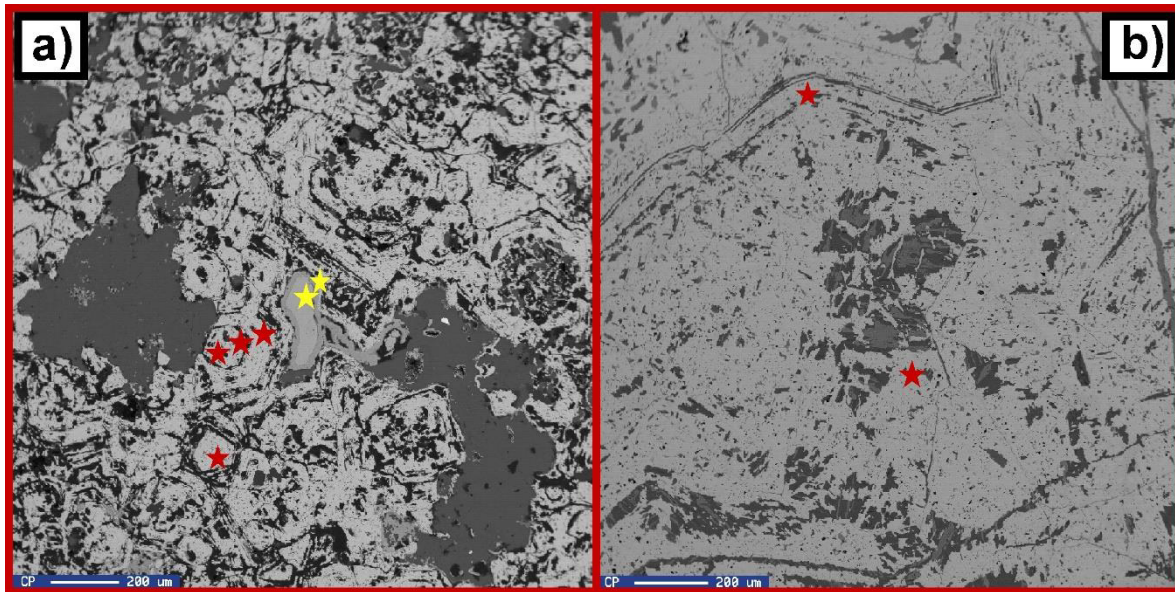


Figura 5.48.- Imágenes de retrodispersión tomadas a través del SEM ejemplificando los puntos para análisis químico, a) Magnetitas hexagonales. Las estrellas amarillas indican ejemplares de magnetita en tanto que las rojas señalan especímenes de hematita y b) textura masiva en magnetita.

Como puede ser observado en las tablas del Anexo 8, la mena de óxido en forma de magnetita presenta valores de FeO entre 87 y 98%, mientras que para hematita se presentan valores entre 62 y 89%. Cabe destacar que no se presentan valores anómalos en las composiciones de estos minerales. Estos datos han sido utilizados para clasificar al depósito mineral en base a la composición de los óxidos de hierro, tal y como puede ser observado en la **Figura 5.49**, en el que se presenta el diagrama $Ti + V$ vs. $Ni / (Cr + Mn)$.

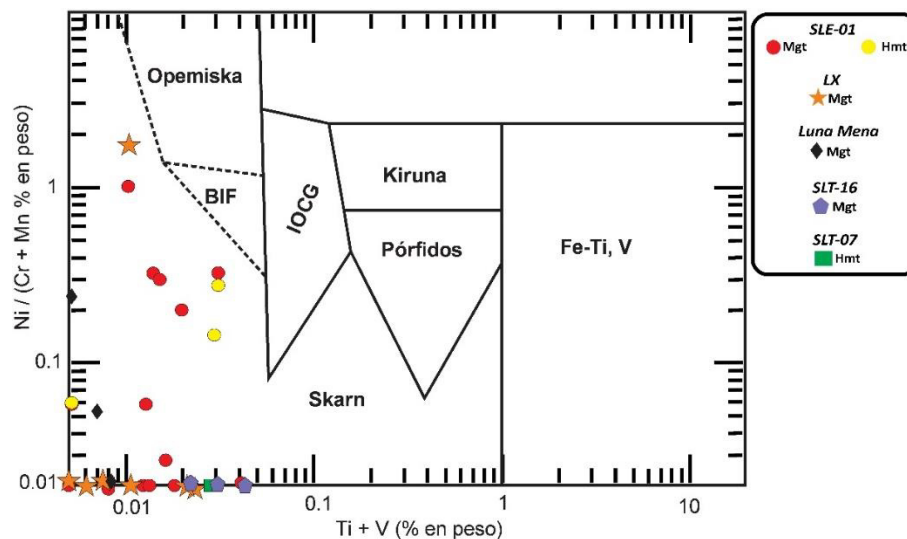


Figura 5.49.- Diagrama discriminativo ($Ti + V$ vs. $Ni / (Cr + Mn)$) para óxidos de hierro de diferentes depósitos minerales. BIF; Banded Iron Formation e IOCG: Iron-Oxide-Copper-Gold. Se grafican los resultados de las mediciones en Magnetita (Mgt) y Hematita (Hmt) de muestras del depósito Sol y Luna. Diagrama de acuerdo a Dupuis y Beaudoin (2011).

Con el propósito de corroborar lo anterior, se utilizó un segundo diagrama discriminativo ($Ti + V$ vs $Ca + Al + Mn$), cuyos resultados se observan en la siguiente figura (Figura 5.50).

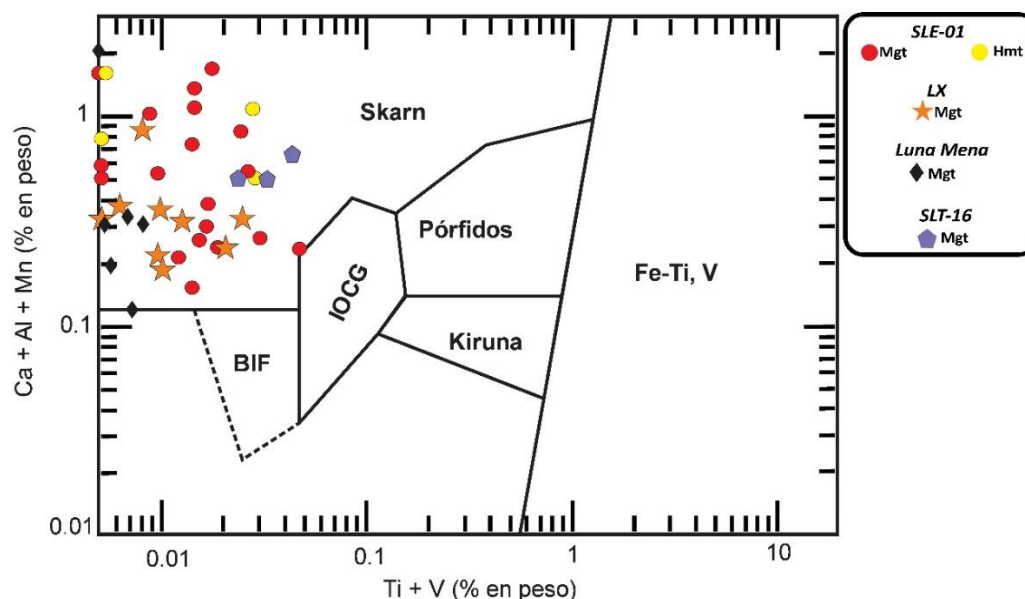


Figura 5.50.- Diagrama discriminativo ($Ti + V$ vs. $Ca + Al + Mn$) para óxidos de hierro de diferentes depósitos minerales. BIF; Banded Iron Formation e IOCG: Iron-Oxide-Copper-Gold. Se grafican los resultados de las mediciones en Magnetita (Mgt) y Hematita (Hmt) por muestras del depósito Sol y Luna. Tomado de Dupuis y Beaudoin (2011).

Todos los puntos graficados en ambos diagramas se ubican en el campo de óxidos de hierro de depósitos tipo **Skarn**. Estos depósitos pueden ser clasificados con base al tipo de granate (e.g. Einaudi y Burt, 1982). Estos últimos han sido descritos en apartados anteriores y en base a análisis EDS se conoce su composición química conformada por (Si, Ca, Al y Fe). Los ejemplares utilizados para conocer la composición general de esta fase y lograr una adecuada clasificación fueron aquellos de las muestras SLT-05, SLT-07 y SLG. Los resultados de la química mineral y el cálculo de las fórmulas minerales son presentados en los Anexo 9.

Debido a que los granates presentan soluciones solidas entre varios elementos, el tratamiento estequiométrico de estos datos fue realizado con el propósito de conocer las componentes presentes en los puntos analizados. Los granates de la muestra SLT-05 presentan prácticamente una composición $Adr_{69-75}Gr_{22-27}Al_{0-4}$ (Tabla 5.2) con una fórmula estequiométrica general aproximada de:

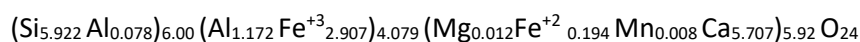
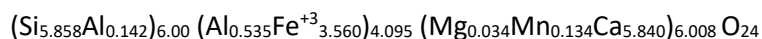


Tabla 5.2.- Soluciones solidas para los granates de la muestra SLT-05. Abreviaturas; Adr: andradita, Sp: Espesartino, Grs: grosularia, Prp: piropero y Al: almandino.

| Muestra | SLT-05 | SLT-05 | SLT-05 | SLT-05 | SLT-05 | SLT-05 |
|--|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Punto | P4 | P5 | P6 | P7 | P8 | P9 |
| %Adr $\text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{Si}_3$ | 73.64 | 73.97 | 68.73 | 72.66 | 72.79 | 75.43 |
| %Sp $\text{Mn}_3\text{Al}_2\text{Si}_3$ | 0.13 | 0.18 | 0.53 | 0.74 | 0.75 | 0.44 |
| %Grs $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3$ | 22.75 | 23.09 | 26.54 | 24.65 | 26.14 | 21.75 |
| %Prp $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3$ | 0.20 | 0.27 | 0.31 | 0.22 | 0.32 | 0.36 |
| %Al $\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3$ | 3.28 | 2.49 | 3.89 | 1.73 | 0.00 | 2.02 |
| Total | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 |

Así mismo, los granates de la muestra SLT-07 presentan una composición similar a los de la muestra SLT-05 (**Tabla 5.3**). Sin embargo, los granates de la muestra SLT-07 muestran una componente en andradita mayor que los de la muestra SLT-05, además de que el tercer componente pasó de ser almandino a espesartino-piropero. Se propuso una composición general de $\text{Adr}_{85-96}\text{Grs}_{2-13}\text{Sp}_2\text{Prp}_1$ y una fórmula estequiométrica aproximada general de:

**Tabla 5.3.-** Soluciones sólidas para los granates de la muestra SLT-07. Véase abreviaturas en la tabla 5.2.

| Muestra | SLT-07 | SLT-07 | SLT-07 | SLT-07 | SLT-07 | SLT-07 |
|---|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Punto | P3-3 | P3-4 | P3-5 | P1 | P2 | P3 |
| %Sch $\text{Ca}_3\text{Ti}_2(\text{Fe}_2\text{Ti})$ | 0.39 | - | - | - | - | - |
| %Adr $\text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{Si}_3$ | 88.49 | 86.56 | 84.73 | 91.04 | 95.64 | 88.26 |
| %Sp $\text{Mn}_3\text{Al}_2\text{Si}_3$ | 2.24 | 1.59 | 1.66 | 2.05 | 1.59 | 1.80 |
| %Grs $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3$ | 8.32 | 11.08 | 12.88 | 6.10 | 1.64 | 9.42 |
| %Prp $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3$ | 0.56 | 0.77 | 0.73 | 0.81 | 1.12 | 0.52 |
| %Al $\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3$ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Total | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 |

A diferencia de los grupos de granates presentados anteriormente, los de las muestras SLG presentan una marcada diferencia, puesto que el componente mayoritario es grosularia, granates más ricos en calcio y aluminio con menor presencia de hierro (**Tabla 5.4**). La composición general para este grupo puede ser dada por $\text{Adr}_{11-34}\text{Grs}_{65-83}\text{Al}_{0.3-6}$ y una fórmula estequiométrica general de:

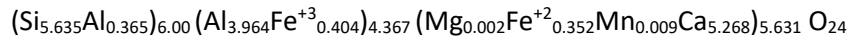


Tabla 5.4.- Soluciones sólidas para los granates de la muestra SLG. Véase abreviaturas en la tabla 5.2

| Muestra | SLG | SLG | SLG | SLG | SLG |
|--|--------|--------|--------|--------|--------|
| Punto | P1 | P2 | P3 | P4 | P5 |
| %Adr $\text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{Si}_3$ | 27.40 | 33.94 | 12.10 | 23.81 | 10.76 |
| %Sp $\text{Mn}_3\text{Al}_2\text{Si}_3$ | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.17 |
| %Gr $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3$ | 72.40 | 64.65 | 81.92 | 75.88 | 82.79 |
| %Prp $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3$ | 0.03 | 0.04 | 0.68 | 0.02 | 0.04 |
| %Al $\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3$ | 0.16 | 1.35 | 5.29 | 0.28 | 6.24 |
| Total | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 | 100.00 |

Los datos obtenidos de la química de los granates han sido graficados en el diagrama ternario (*Espesartino-Almandino*)-Grosularia-Andradita (**Figura 5.51**), con el fin de establecer una comparativa de los granates del depósito Sol y Luna, con los característicos para skarns de hierro (Einaudi y Burt, 1982).

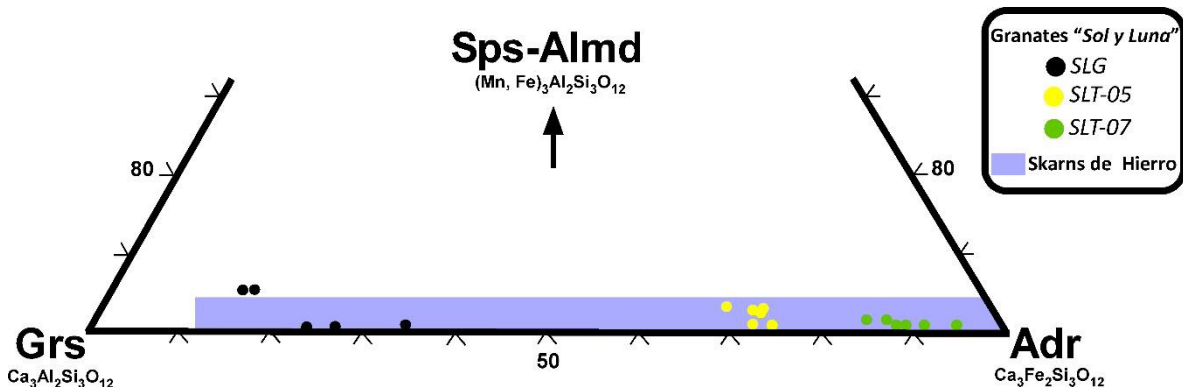


Figura 5.51.- Composición de los granates para el depósito Sol y Luna, comparados con la composición promedio para los skarns cálcicos de hierro. Abreviaturas: Sps: Espesartino, Almd: Almandino, Grs: Grosularia y Adr: Andradita. Modificado de Einaudi y Burt (1982).

Por otro lado, la geoquímica de roca total sobre muestras de cuerpo mineralizado (elementos mayores y trazas), fue realizada a un total de 8 muestras, de las cuales siete de ellas siendo del cuerpo mineralizado y la restante del cuerpo denominado como *Veta Verdosa* (**Figura 5.6**). A través de estos análisis se observó el enriquecimiento muy marcado de diferentes elementos. Para los cuerpos de magnetita se aprecian valores interesantes en cobalto (157, 215 y 402 ppm para tres de las muestras), cerio (352.5 ppm) y lantano (340.6 ppm) respectivamente para una de las

muestras. En tanto que para la Veta Verdosa se apreciaron enriquecimientos en lantano (387.2ppm), cerio (277.6ppm), zinc (292ppm) neodimio (219ppm) y plomo (195ppm).

La totalidad de los resultados se muestran en el apartado de Anexo (Anexo 10). A fin de establecer una posible asociación entre elementos cuantificados en la mineralización, se aplicó un método de análisis multivariado de agrupamiento. Se aplicó un esquema tipo Ward que considera la distancia euclidiana como parámetro de encadenamiento (**Figura 5.52**). Los detalles metodológicos pueden consultarse en Velasco-Tapia (2014). Lo primero que resalta es la separación de 8 grandes grupos (A, B, C, D, E, F, G y H), en los cuales H y G son representados por el agrupamiento de tierras raras pesadas, en F se agrupan las tierras raras medianas y en F y E las tierras raras ligeras. Aquí una de las características sobre salientes es que calcio y manganeso se encuentran asociados, indicando probablemente una fase mineral carbonatada rica en Mn. Por otro lado, en el grupo D se encuentra una importante asociación de hierro, el cual es el componente mayoritario en el yacimiento, con plomo y zinc, indicando su marcada afinidad con estos elementos. La correlación de Rb-K en el grupo C indican probablemente la presencia de estos elementos en feldespatos.

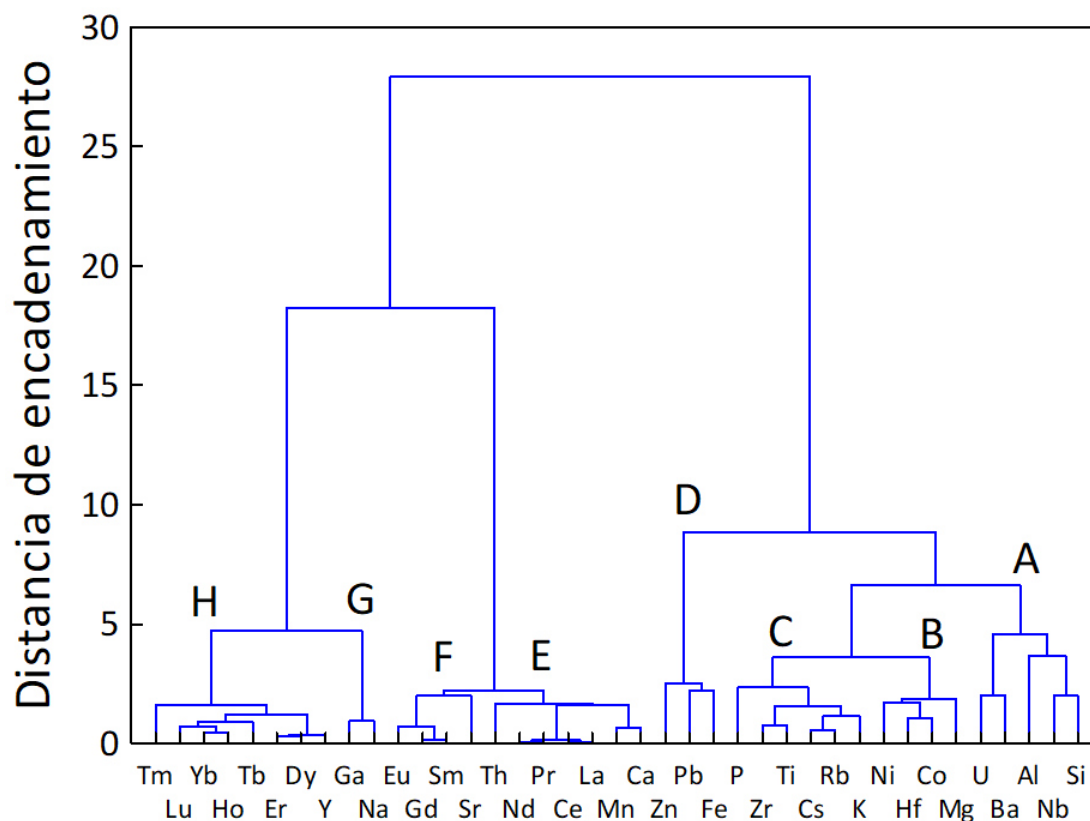


Figura 5.52.- Dendrograma generado a partir del análisis de agrupamiento (considerando una distancia euclidiana de encadenamiento) para el skarn del yacimiento Sol y Luna.

Capítulo VI Microtermometría de Inclusiones Fluidas

Esta técnica permite el estudio directo de las condiciones que dieron origen a la mineralización: (a) temperatura a la cual se formaron las fases minerales, (b) tipo de fluido mineralizante y (c) presiones a las que se dio dicha mineralización. El estudio microtermométrico se realizó en aquellos minerales que permitieran las mediciones adecuadas en 8 secciones doblemente pulidas. Las estimaciones de los valores de salinidad fueron realizadas a través del cálculo propuesto por Bodnar (1993), partiendo del valor conocido de la temperatura de fusión del hielo (T_{fh}), mediante la ecuación:

$$\% \text{NaCl} = -1.78 (T_{fh}) - 0.0442 (T_{fh})^2 - 0.000557 (T_{fh})^3 [^{\circ}\text{C}]$$

Por otro lado, se estimó el valor de la Presión de Homogenización (P_h) y es considerada como la presión mínima establecida durante la captura de alguna inclusión. Talantsev (1979) propuso una expresión matemática para calcular el valor de la P_h de las soluciones salinas atrapadas en las inclusiones. Para obtener este valor se requiere conocer el valor de la temperatura de fusión del hielo (T_{fh}) y la temperatura de homogenización (T_h):

$$P_h = 4.32 (10^{-9}) T_h^{0.182} (1 + 0.009 T_{fh}) [\text{atm}]$$

El valor obtenido a partir de este cálculo siempre es menor a la presión real ejercida en el momento de cierre de una inclusión. Esto se debe a que hay que considerar la presión ejercida por la columna litostática en ese momento, así como aquella ejercida por fluidos (hidrostática). Hass (1971) propuso un método alternativo que posibilita el cálculo de la profundidad a partir de los valores de Temperatura de homogenización y salinidad, resumiéndolo gráficamente, considerando un fluido en ebullición (**Figura 6.1**).

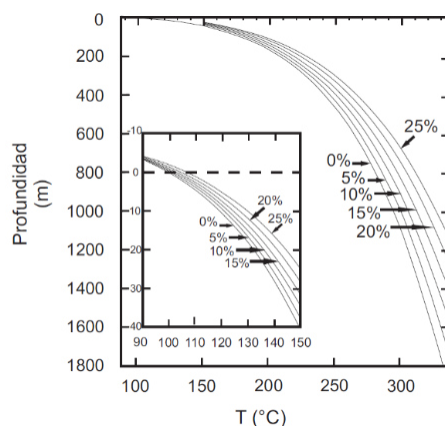


Figura 6.1.- Diagrama de Hass (1971) indicando las curvas de ebullición del agua líquida para soluciones salinas de concentración constante (%NaCl) y las profundidades estimadas de atrapamiento. Diagrama interno es una ampliación de las relaciones entre 90 y 150°C. La temperatura en el punto 0 de cada curva es el punto de ebullición del líquido a 1.013 bares (1 atm) de presión de carga, la cual es equivalente a la presión atmosférica a nivel del mar.

6.1 Descripción Petrográfica de las Muestras

Durante la selección de muestras aptas para esta técnica se consideraron aspectos de relevancia para lograr el objetivo propuesto. Estos aspectos consideran: 1) ubicación de minerales translúcidos, con el fin de que faciliten la visualización de las inclusiones, en eventos mineralizantes evidenciados con observaciones texturales 2) petrografía de las inclusiones, identificando la presencia de inclusiones fluidas bifásicas, para notar los cambios físicos y 3) minerales representativos de eventos de importancia. A continuación, se describen las características generales de las muestras utilizadas.

Muestra **SLT-05**

Corresponde principalmente a una banda rica en granate, del evento progrado, de tonalidad beige en afloramiento (**Figura 4.17a**) y que en lámina delgada se observan dichos minerales de tonalidad amarillenta y en ocasiones con desarrollo de zonamiento (**Figura 5.16 b y d** respectivamente). Estos tipos de granate lucen totalmente isotrópicos bajo NX, mientras que en el zonado es posible apreciar las bandas por diferencias composicionales con tonalidades tanto verdosas oscuras como ligeras. Para mejor referencia se pueden observar las **Figuras 5.32 y 5.33**. La composición química de los granates indica que son del tipo andradita.

Las IF en esta muestra son abundantes en varias fases minerales, tales como granate, calcita y cuarzo, siendo estas dos últimas fases pertenecientes al evento retrógrado. En el granate ocurren IF esféricas ligeramente alargadas de 4 a 10 μm bifásicas (L + V), presentando un grado de relleno aproximadamente de 10% a 15%. Dichas IF son del tipo pseudosecundarias debido a que se disponen en planos de zonamiento del cristal, así como relacionadas a fracturas que no presentan una marcada continuidad (**Figura 6.2a**). Las IF en cuarzo son del tipo bifásicas (L + V) pseudosecundarias con un tamaño entre ~6 a 15 μm de forma elípticas, presentan un grado de relleno de 15 a 20% (**Figura 6.2b**). Las IF en calcita presentan formas irregulares con bordes ocasionalmente rectos, a ligeramente elípticas, con un tamaño aproximado de 12 a 22 μm . Son de tipo bifásica (L+V) y exhiben grados de rellenos de entre 10% a 12% (**Figura 6.2c**).

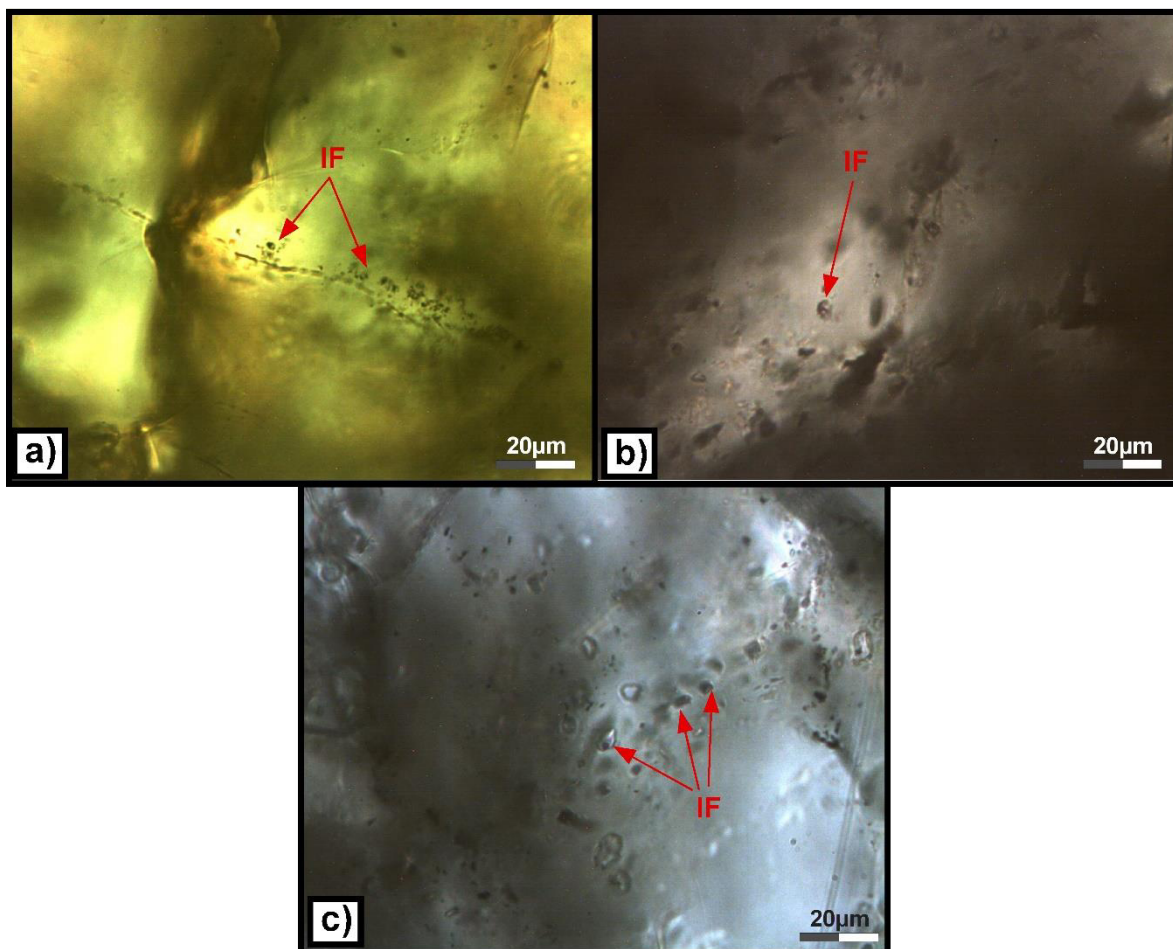


Figura 6.2.- Microfotografías mostrando IF bifásicas representativas analizadas en la muestra SLT-05, todas estas del tipo pseudosecundarias observadas en a) granate, b) cuarzo y c) en calcita.

Muestra **SLT-28 Qz**

La muestra corresponde al cuerpo masivo de la mineralización de hierro tomada en el interior del tajo. Mineralógicamente presenta fases silicatadas, carbonatadas y sulfuradas. De estas, las inclusiones fueron visiblemente adecuadas en cuarzo y calcita, los cuales presentan como característica muy marcada que se encuentran intercrecidos con la mena de hierro (magnetita y hematita respectivamente). Así mismo, es importante destacar que en esta muestra ha sido posible reconocer minerales de cobre grises, como la tetrahedrita (**Figura 5.29**).

En cuarzo y calcita las inclusiones fluidas son del tipo (L + V), con una morfología esférica a ligeramente elíptica (**Figura 6.3a**), inclusive con huellas de estrangulamiento (**Figura 6.3b**). En ambos minerales las IF presentan tamaños entre 10 y 15 µm. El grado de relleno varía de 10% a 30% en cuarzo, mientras que en calcita de 12% a 20%. Las inclusiones primarias se observaron únicamente en cuarzo, visualmente de forma aislada, siguiendo planos paralelos a las paredes de los cristales.

Las inclusiones secundarias se presentan tanto en cuarzo como en calcita y están relacionadas a fracturas, debido a su arreglo lineal.

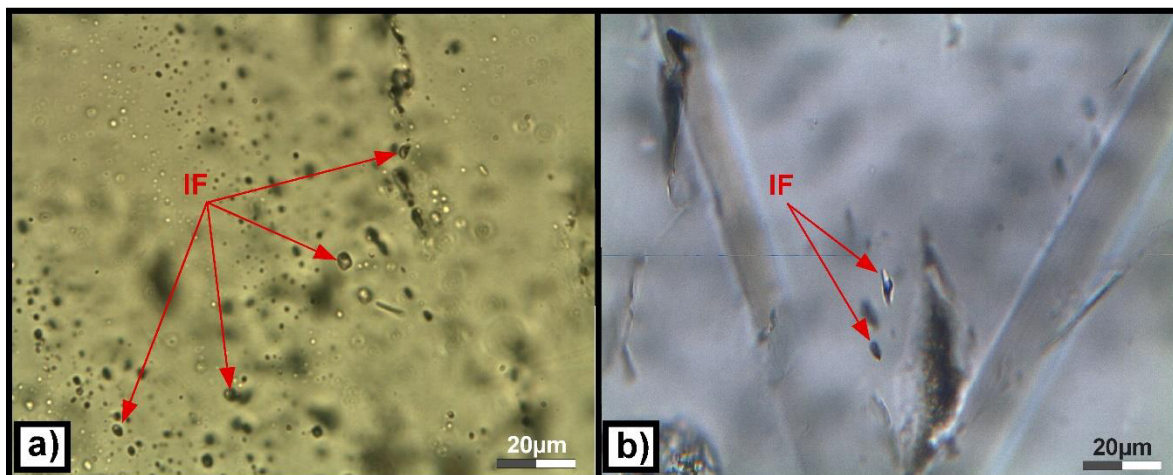


Figura 6.3.- Microfotografías de IF bifásicas en a) cuarzo y b) calcita, ambas relacionadas a la mineralización de hierro. Muestra SLT-28 Qz.

Muestra **SLE-08**

Este ejemplar pertenece a una muestra tomada de un cuerpo compuesto mayormente de granate (90%) y en menor medida de cuarzo, cristalizado en el *Sill Superior*. En afloramiento este cuerpo skarnífero presenta una tonalidad rosada-violácea (**Figura 4.16**), mientras que en lámina delgada los cristales de granate de hábito granular presentan un color beige-incoloro y se presentan totalmente extintos bajo NX (**Figura 5.16a**). Se presentan inclusiones bifásicas (L + V) con un tamaño aproximado de 7 a 12 μm , son del tipo del tipo pseudosecundarias debido a que se disponen en planos de zonamiento del cristal (**Figura 6.4**) y de igual forma, así como inclusiones secundarias relacionadas a zonas de fracturas. Morfológicamente, dichas inclusiones se presentan de formas esferoidales, presentando un grado de relleno aproximado de entre 10% y 25%.



Figura 6.4.- Microfotografías mostrando IF pseudosecundarias bifásicas representativas analizadas sobre granate. Muestra SLE-08.

Muestras **CON-QZ**, **CONCHA**, **SLX**, **CO-CC** y **LUNA**

Estas muestras han sido agrupadas en la descripción, puesto que representan rellenos carbonatados y cuarzosos secundarios o posteriores a la precipitación de la mena de hierro. La muestra CO-CC contiene IF aptas solamente en calcita, la SLX únicamente en cuarzo y la CONCHA solamente en ankerita. La muestra LUNA presentó IF en ankerita y cuarzo, mientras que la CON-QZ presenta IF favorables en estas tres fases minerales.

Las IF presentes son del tipo bifásica (L + V), y se observan inclusiones tanto primarias (CON-QZ, CO-CC, LUNA) como pseudosecundarias (SLX, CO-CC). Morfológicamente las IF en calcita presentan un aspecto esférico con tamaños aproximados entre 12 y 15 μm y grados de relleno entre 10% y 15% (**Figura 6.5a**). Las IF en cuarzo son del tipo primarias y pseudosecundarias con formas irregulares de bordes rectos (**Figura 6.5b**) y ocasionalmente con huellas de estrangulamiento (**Figura 6.5d**) presentando un grado de relleno entre 10 y 15%. Las IF en ankerita son de tipo primarias, presentando morfologías irregulares con bordes rectos y tamaños aproximados entre 12 a 18 μm y grados de relleno de entre 15 y 50% (**Figura 6.5c**).

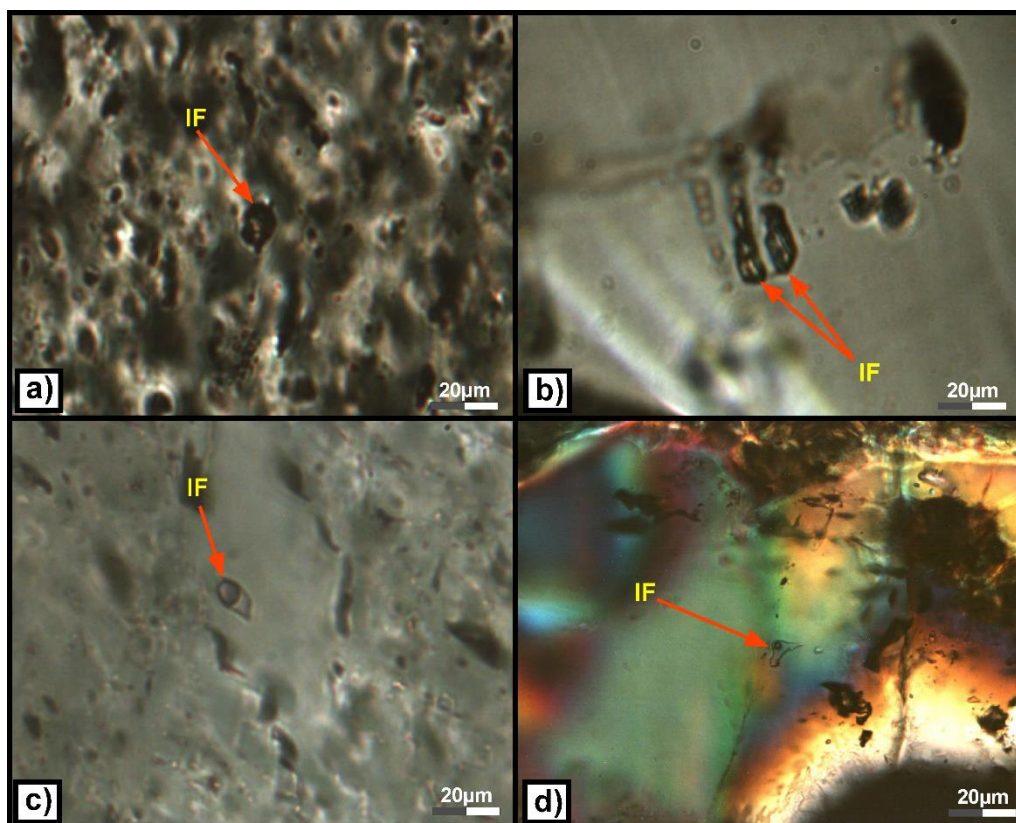


Figura 6.5.- Microfotografías mostrando IF bifásicas representativas analizadas sobre a) calcita b) cuarzo, c) IF primaria en ankerita y d) IF pseudosecundaria en cuarzo, mostrando un ligero estrangulamiento.

6.2 Mediciones microtermométricas

Las mediciones microtermométricas se realizaron en inclusiones primarias y pseudosecundarias de las familias identificadas de los diversos eventos mineralizantes en el skarn. Adicionalmente se midieron inclusiones secundarias para verificar eventos posteriores a la mineralización. La temperatura eutéctica no pudo ser reconocida con claridad durante el descongelamiento de las inclusiones, por el carácter “pardo” de las muestras. Sin embargo, aparentemente las observaciones de la temperatura eutéctica oscilan alrededor de los 22-23 °C, por lo que el sistema puede ser generalizado como del tipo NaCl+H₂O. La **Tabla 6.1** resume la cantidad de muestras utilizadas durante las mediciones, así mismo se expresan los resultados de cada una en base al mineral medido. Cabe mencionar que los datos de presión de homogenización (Ph) han sido transformados a pascales (Pa).

Tabla 6.1.- Datos de las IF medidas para cada una de las muestras, se indica la fase mineral en la que se realizó la medición, así como los valores Tfh, Th y el tipo de inclusión (TI), para esto último teniendo inclusiones P: Primarias, PS: Pseudosecundarias y S: Secundarias.

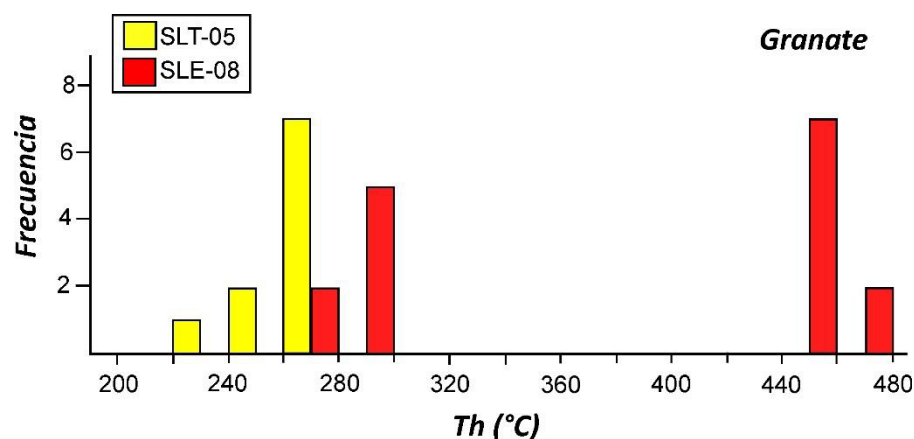
| SLT-05 | | | | SLT-28QZ | | | | SLE-08 | | | | CON-QZ | | | |
|---------|-------|-----|----|----------|------|-----|----|---------|------|-----|----|----------|------|-----|----|
| | Tfh | Th | TI | | Tfh | Th | TI | | Tfh | Th | TI | | Tfh | Th | TI |
| Granate | -5.6 | 242 | PS | Calcita | -6 | 223 | PS | Granate | -9 | 464 | PS | Ankerita | -3.1 | 161 | P |
| | -5.5 | 243 | PS | | -5 | 233 | PS | | -7.8 | 450 | PS | | -3 | 156 | P |
| | -5.4 | 240 | PS | | -5.4 | 233 | PS | | -8.9 | 465 | PS | | -3.2 | 163 | P |
| | -6.4 | 269 | PS | | -5.3 | 234 | PS | | -8.8 | 458 | PS | | -3 | 159 | P |
| | -5.8 | 269 | PS | | -5 | 253 | PS | | -8.5 | 460 | PS | Calcita | -3.6 | 147 | P |
| | -5.8 | 278 | PS | | -5.5 | 258 | PS | | -7.8 | 457 | PS | | -3.4 | 145 | P |
| | -5.7 | 275 | PS | | -5.6 | 260 | PS | | -8 | 454 | PS | | -3.3 | 148 | P |
| | -6.2 | 277 | PS | | -5.8 | 266 | PS | | -8 | 460 | PS | | -3.5 | 150 | P |
| | -5.4 | 270 | PS | | -5.1 | 262 | PS | | -7.5 | 448 | PS | | -3.4 | 144 | P |
| | -5 | 270 | PS | | -5.7 | 267 | PS | | -5.8 | 279 | S | | -3.2 | 143 | PS |
| | -4 | 207 | PS | Cuarzo | -7.5 | 283 | P | | -6 | 281 | S | Cuarzo | -3.3 | 146 | PS |
| | -3.8 | 208 | PS | | -7.3 | 280 | PS | | -6 | 284 | S | | -3.7 | 149 | PS |
| | -3.5 | 208 | PS | | -7.1 | 279 | P | | -5.9 | 278 | S | | -3 | 133 | P |
| | -3.6 | 209 | PS | | -7 | 277 | P | | -6.3 | 286 | S | | -3.4 | 139 | P |
| | -3.3 | 219 | P | | -7.1 | 277 | P | | -6.4 | 288 | S | | -2.9 | 130 | P |
| | -11 | 178 | PS | | -7.5 | 285 | PS | | -6.2 | 282 | S | | | | |
| | -10 | 165 | PS | | -7.4 | 289 | PS | | | | | | | | |
| | -8 | 200 | PS | | -7.5 | 292 | PS | | | | | | | | |
| | -11 | 176 | PS | | -7.4 | 295 | PS | | | | | | | | |
| | -9 | 180 | PS | | -7.5 | 301 | PS | | | | | | | | |
| | -15 | 178 | PS | | -7.6 | 303 | PS | | | | | | | | |
| | -11 | 170 | PS | | | | | | | | | | | | |
| | -10 | 218 | PS | | | | | | | | | | | | |
| Cuarzo | -10 | 170 | PS | | | | | | | | | | | | |
| | -5 | 150 | PS | | | | | | | | | | | | |
| | -4 | 151 | PS | | | | | | | | | | | | |
| | -5 | 151 | PS | | | | | | | | | | | | |
| | -4 | 170 | PS | | | | | | | | | | | | |
| | -4 | 170 | PS | | | | | | | | | | | | |
| | -13.8 | 173 | PS | | | | | | | | | | | | |
| | -13.4 | 171 | PS | | | | | | | | | | | | |
| | -13.5 | 170 | PS | | | | | | | | | | | | |
| | -13.4 | 168 | PS | | | | | | | | | | | | |
| | -13.5 | 163 | PS | | | | | | | | | | | | |
| | -13.6 | 166 | PS | | | | | | | | | | | | |
| | -13.5 | 161 | PS | | | | | | | | | | | | |
| | -7.7 | 182 | PS | | | | | | | | | | | | |
| | -7.9 | 186 | PS | | | | | | | | | | | | |
| | -13.9 | 166 | PS | | | | | | | | | | | | |

Tabla 6.1.- Continuación.

| Concha | | | | CO-CC | | | | SLX | | | | Luna | | | |
|-----------------------|----------------------|----------------------|---|-----------------------|----------------------|----------------------|---|-----------------------|----------------------|----------------------|----|-----------------------|----------------------|----------------------|---|
| <i>T_{fh}</i> | <i>T_h</i> | <i>T_l</i> | | <i>T_{fh}</i> | <i>T_h</i> | <i>T_l</i> | | <i>T_{fh}</i> | <i>T_h</i> | <i>T_l</i> | | <i>T_{fh}</i> | <i>T_h</i> | <i>T_l</i> | |
| Ankerita | -3.4 | 177 | P | Calcita | -1.2 | 277 | P | Cuarzo | -6.3 | 355 | PS | Ankerita | -3.7 | 180 | P |
| | -3.3 | 173 | P | | -1.2 | 274 | P | | -6.4 | 357 | PS | | -3.5 | 186 | P |
| | -3.4 | 174 | P | | -1 | 271 | P | | -6.1 | 350 | PS | Cuarzo | -3.6 | 141 | P |
| | -3.2 | 172 | P | | -1.1 | 270 | P | | -6.2 | 346 | PS | | -3.3 | 139 | P |
| | | | | | -1.2 | 279 | P | | -7.1 | 450 | PS | | -3.2 | 138 | P |
| | | | | | -1 | 275 | P | | -7.3 | 454 | PS | | | | |
| | | | | | | | | | -7.4 | 459 | PS | | | | |
| | | | | | | | | | -7.5 | 462 | PS | | | | |
| | | | | | | | | | -7.5 | 464 | PS | | | | |

6.2.1.- Microtermometría en Granate

El granate corresponde paragenéticamente a la fase de mineralización progradada. Las temperaturas de fusión del hielo (*T_{fh}*) varían ligeramente de una muestra respecto a la otra, esto debido a que se presentan valores ubicados entre -5 y -6.4 para la SLT-05, mientras que para la SLE-08 van de -8.9 a -12.8, con valores de NaCl equivalente de 7.9 a 9.7% y 8.9 a 12.8% respectivamente. La diferencia microtermométrica más marcada entre ambos granates, es que aquellos de la muestra SLT-05 exhiben valores de temperatura de homogenización (*T_h*) menores, ubicados en un intervalo entre 240-278°C con una moda de 269°C y una media aritmética de 263°C, mientras que la muestra SLE-08 de 278 a 465°C con una moda de 460°C y una media aritmética de 283°C para el grupo de baja temperatura y una de 457°C para el grupo de alta temperatura (Figura 6.6). En conjunto, el grupo de granates presenta una media aritmética de 335.65 °C.

Figura 6.6.- Grafico mostrando las temperaturas de homogenización (*T_h*) medidas sobre IF en granate.

Se obtuvo una *Ph* de 0.0012Pa sobre la media de todo el grupo de IF. Durante el congelamiento no hubo evidencia de caltratos, por lo que el gas en las inclusiones está en una proporción menor a 4.4% de CO₂ (Hedenquist y Henley, 1985).

En conjunto, los granates tienen dos grandes grupos de datos microtermométricos. Uno de más baja temperatura de 240 – 288°C y otro de mayor temperatura con rango de 448- 465°C, tal y como logra ser apreciado en la Fig. 6.7, con salinidades de ~8.7 – 9.3 % y 11.9 % respectivamente. Esta separación general de dos grupos de granates también se da de manera marcada utilizando el diagrama **Th vs. Tfh** (Figura 6.7). Esto podría ser un fuerte indicio de una reapertura en el sistema al final del evento metamórfico generador de los granates de alta T.

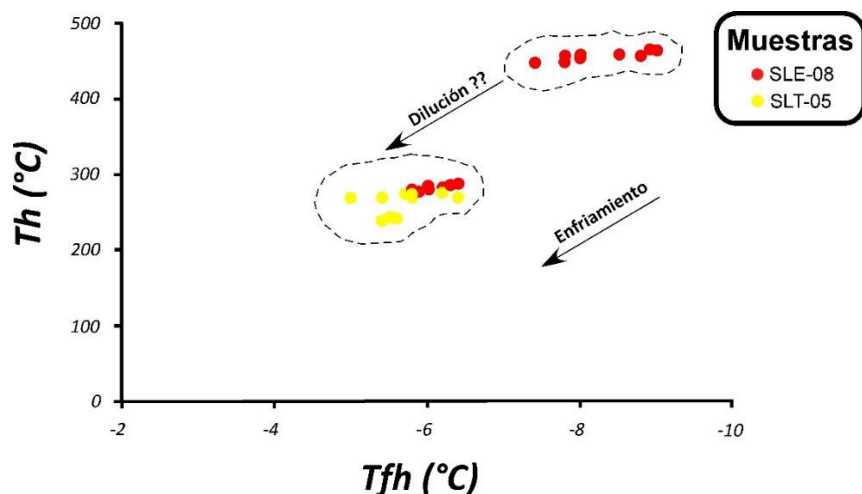


Figura 6.7.- Grafico en el que se demuestra la distribución de las temperaturas de homogenización (Th) contra la temperatura de fusión del hielo para las IF medidas en granate.

6.2.2.- Microtermometría de Cuarzo

Las **Tfh** presentan un amplio rango con valores que van de – 2.9 a -3.4 °C para la muestra CON-Qz, de -3.2 a -3.6 °C para la muestra LUNA, de -6.1 a -7.5 °C para la SLX, de -7.7 a -13.9 °C para la SLT-05 y de -7 a -7.6 °C para la SLT-28 Qz. Los valores de NaCl equivalente en conjunto para el cuarzo van de 4.8% a 17.7%. Las **Th** observadas, cubren un amplio intervalo de temperaturas, con valores entre 130 y 464°C, para la muestra CON-Qz, se presentan valores de 130 a 139°C, para la muestra LUNA temperaturas de 138 a 141 °C, en tanto que las temperaturas para la muestra SLX van de 346 a 464 °C, la muestra SLT-05 presenta valores de 166 a 186 °C y para la muestra SLT-28Qz valores de 277 a 303 °C. La media aritmética para todo este grupo de temperaturas es de ~357°C. Con esto se reconoce Th en cuarzo con un arreglo multimodal, presente en todos los eventos, desde el metamórfico asociado al granate de alta temperatura (~456°C), así como asociado con la mena (~287°C) y en el evento más tardío (~137°C). Esto se logra visualizar en el siguiente histograma (Figura 6.8). A través de la aplicación de la ecuación de Talantsev (1979) para presión de homogenización sobre la media de todo el grupo de IF, arroja una **Ph** de 0.0012 Pa.

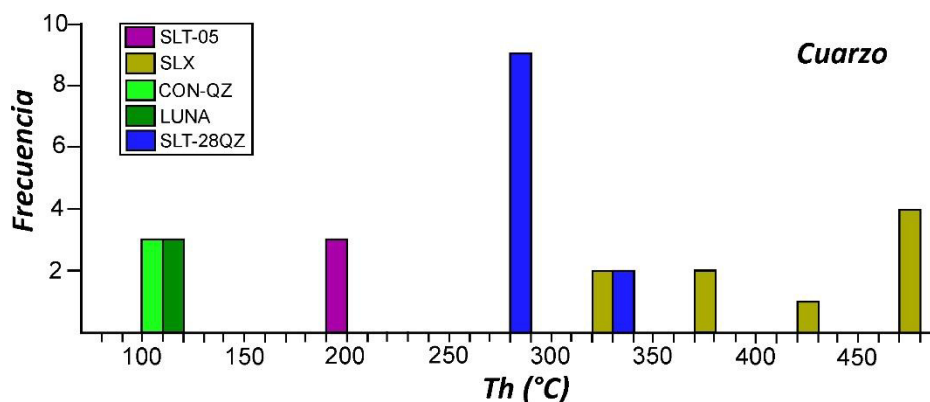


Figura 6.8.- Gráfico mostrando las Temperatura de Homogenización (Th) medidas sobre IF en cuarzo.

Por otro lado, en el diagrama **Th vs. Tfh**, se observan agrupamientos muy marcados de IF, probablemente indicando procesos de dilución y ebullición de fluidos (Figura 6.9). Cabe mencionar que una de las características principales de esta fase, es que se llega a presentar de forma intercrecida con la magnetita. Dichas IF fueron analizadas en la muestra SLT-28Qz arrojando valores de Th de entre 277 y 303°C y Tfh de -7 a -7.6, lo que indicaría las temperaturas de cristalización de magnetita.

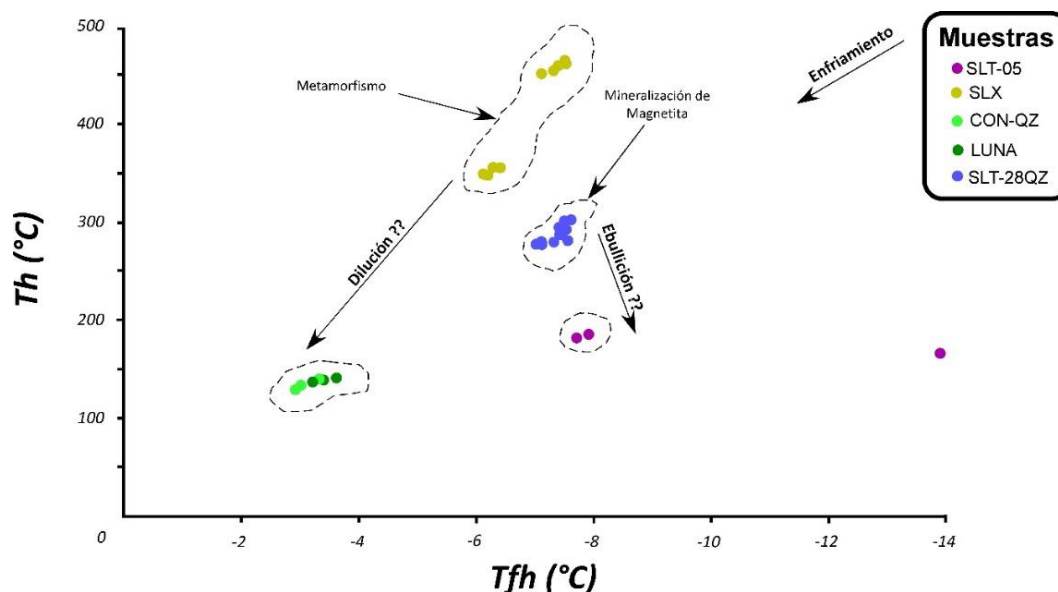


Figura 6.9.- Gráfico **Th vs. Tfh**, en el que se demuestra la distribución de IF medidas en cuarzo. Se marcan los posibles procesos de mineralización (dilución-ebullición).

6.2.3.- Microtermometría en Calcita

Los ejemplares analizados contenidos en este mineral son aquellas de las muestras SLT-05, SLT-28Qz, CON-Qz y CO-CC, de las cuales sus características generales ya han sido descritas. Los valores de **Tfh** presentan un espectro amplio de variedades, para la muestra CO-CC se observaron

temperaturas de -1 a -1.2 °C, para la Con-Qz de -3.2 a -3.7 °C, en tanto que la muestra SLT-05 valores de -3.3 a -13.8 °C mientras que la muestra SLT-28Qz temperaturas de -5 a -6 °C. El porcentaje de salinidad (% NaCl equivalente) para este mineral va de 1.7 hasta 17.6 %.

Las T_h presentan un amplio intervalo (**Figura 6.10**), para la muestra CO-CC son de 270 a 279 °C, para la Con-Qz van de 130 a 150 °C, mientras que la SLT-05 presenta valores de 150 a 209 °C y la muestra SLT-28Qz con los valores más altos obtenidos para este mineral van de 223 a 283 °C. La media aritmética obtenida para todo el conjunto de datos es de ~ 199 °C. A través de la aplicación de la ecuación de Talantsev (1979) para *Presión de Homogenización* sobre la media de todo el grupo de IF, se tiene una P_h de 0.0011 Pa.

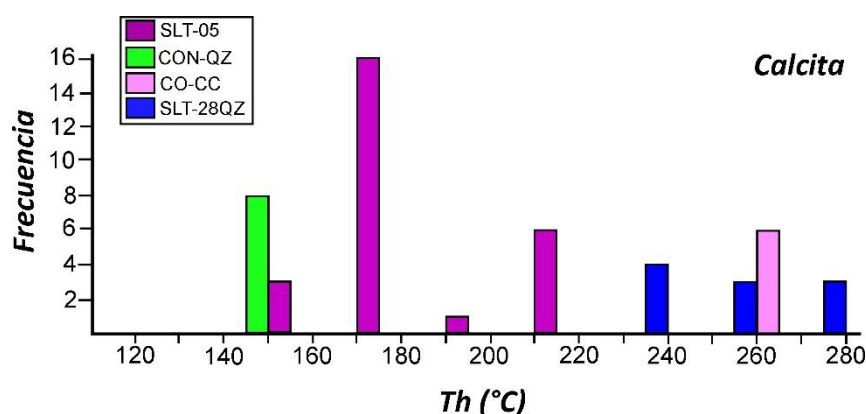


Figura 6.10.- Gráfico mostrando las temperatura de homogenización (T_h) medidas en IF en Calcita.

En el diagrama de T_h vs T_{fh} se aprecia una separación en cuatro grupos bien definidos de inclusiones, los valores de T_{fh} son los que más definen esta separación de IF (**Figura 6.11**). Estos agrupamientos marcan tendencias entre ellas, uno en el cual baja simultáneamente la T_h con respecto a la T_{fh} lo que se puede relacionar a procesos de dilución y otros más con tendencias opuestas, conforme baja la T_h sube la T_{fh} . Esto puede ser un indicador de procesos de ebullición. Gracias al intercrecimiento de parte de estas IF con ocurrencia de hematita primaria observadas en la muestra SLT-28Qz, ha sido posible determinar la T_h para la cristalización de esta fase de hierro en 223 a 283 °C y una T_{fh} de -5 a -6 °C.

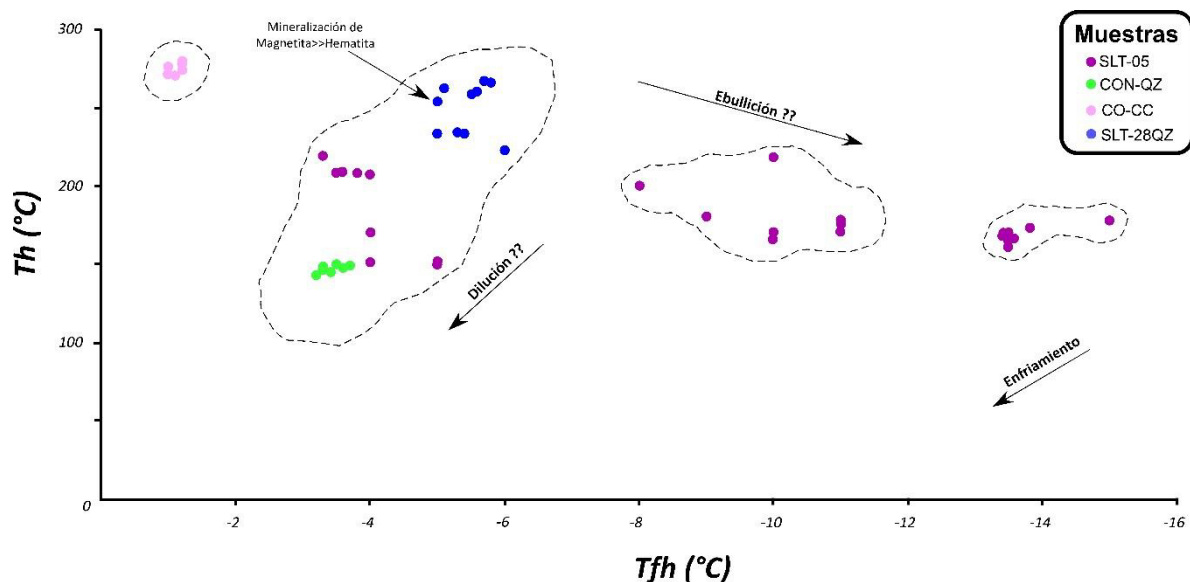


Figura 6.11.- Gráfico en el que se demuestra la distribución de las temperaturas de homogenización (T_h) contra la temperatura de fusión del hielo para las IF medidas en calcita.

6.2.4.- Microtermometría en Ankerita

Las mediciones realizadas en inclusiones en este carbonato fueron las más limitadas en cuestión de abundancia con respecto a los minerales anteriores. Los análisis fueron realizados sobre las muestras CON-Qz, Concha y Luna. De forma general, los datos medidos sobre este mineral presente un comportamiento bastante homogéneo, presentando T_{fh} que van de -3 a -3.7°C, con salinidades (%NaCl equivalente) de 5 a 6 %. Mientras que las T_h van de 156 a 186 °C, con una media aritmética de 170 °C. Con la aplicación de la ecuación de Talantsev (1979) para *Presión de Homogenización* sobre la media de todo el grupo de IF, se obtiene una **Ph** de 0.0011 Pa. El comportamiento de estas temperaturas en base a las mediciones realizadas puede ser observado en el siguiente histograma (Figura 6.12).

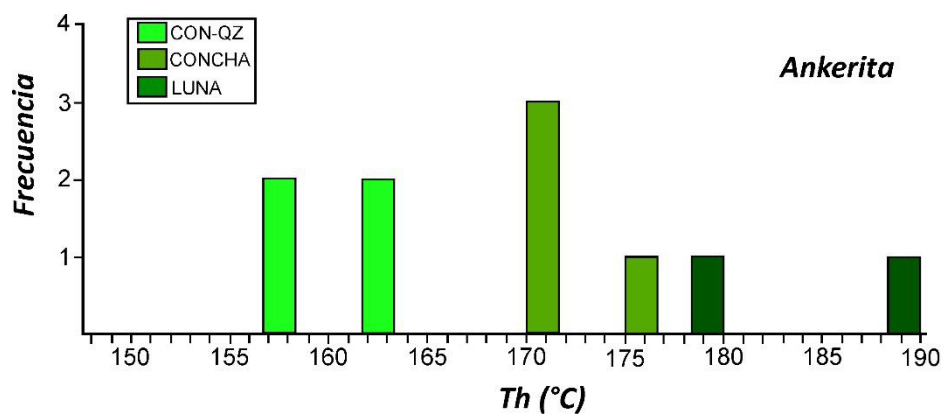
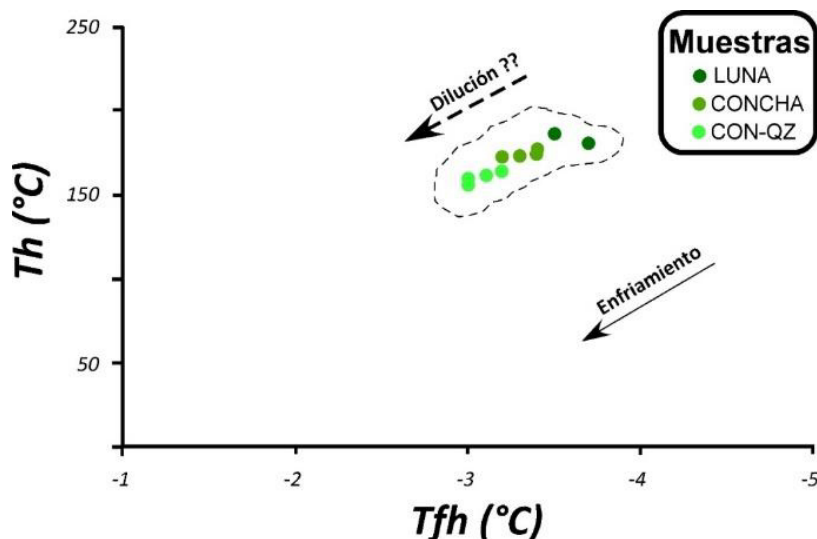


Figura 6.12.- Gráfico mostrando las temperatura de homogenización (T_h) determinadas en IF en Ankerita.

El comportamiento de las IF en el diagrama Th vs T_{fh} , muestra un solo grupo de datos con una ligera tendencia lineal, en la cual se observa un decremento de la T_{fh} conforme disminuye la Th , lo cual puede estar indicando un proceso de dilución. (Figura 6.13).



- 3) La mineralización de hierro rica en magnetita se generó a una profundidad de 782 m, en tanto que la cristalización de magnetita con presencia (aunque escasa) de hematita se dio a profundidades aproximadas de 400 m, ambas observadas en IF de la muestra SLT-28Qz.
- 4) Para las IF observadas en la muestra CO-CC (calcita) y con medias aritméticas de 274 para Th y 2 de %NaCl, se obtuvo una profundidad de 728 m.
- 5) Las muestras Concha, Con-Qz, Luna y parte de la SLT-05 presentan las IF de más baja Th/%NaCl con valores de 174/-5.4, 148/-5.3, 157/-5.7 y 184/-6.4 respectivamente, con lo que se obtuvieron profundidades de 82, 32, 46 y 109m.

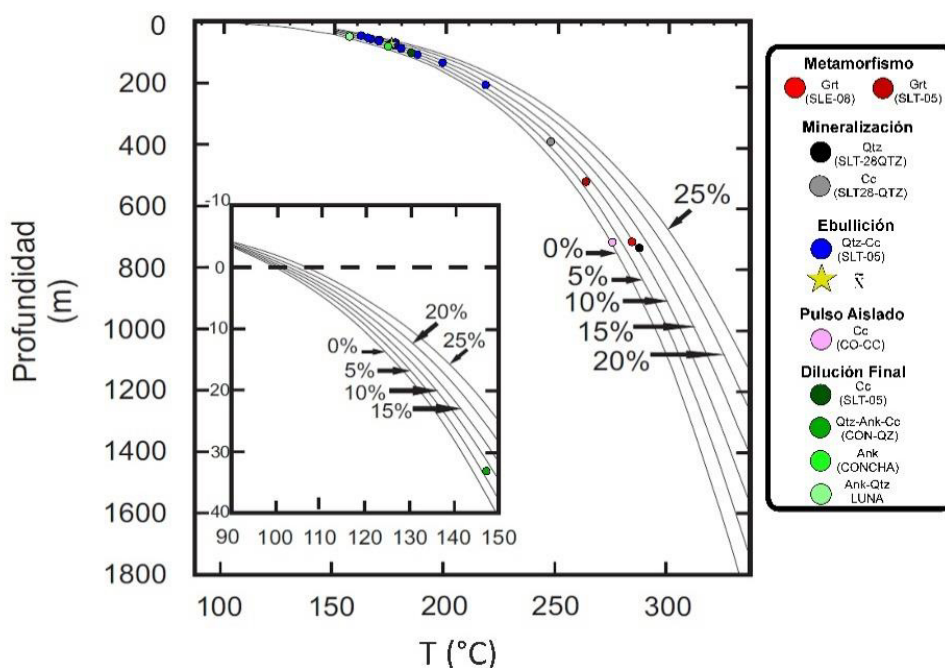


Figura. - 6.14.- Diagrama de curvas de ebullición del agua líquida para soluciones salinas de concentración constante (%NaCl eq.), con ampliación para el rango entre 90°C y 150 °C (Hass, 1971). Se ubican parte de las IF del depósito Sol y Luna. La estrella amarilla indica la media aritmética para el grupo de IF en ebullición, en tanto que los círculos negro y gris representan la profundidad para la cristalización de magnetita y hematita (escasa) respectivamente.

Capítulo VII Discusión

7.1 Contexto Geológico

Los yacimientos de hierro presentes en el Distrito de Concepción del Oro, Zacatecas han sido de gran importancia económica durante el desarrollo minero de México. Durante las décadas de los 50's - 70's del siglo pasado se integró una campaña de exploración-explotación de hierro de gran magnitud (Las Animas, Sol y Luna, El Carmen, Tejas y Piedra Imán) siendo el de Sol y Luna el de mayor importancia en la zona durante la realización de dicha campaña (p. ej. Maldonado-Reyes, 1979). Actualmente los depósitos de hierro, aparte del tajo Sol y Luna, se localizan en la porción sur del Distrito y están representados por La Escondida, La Cobriza, La Laja y el Capulín, los cuales llegan a presentar un contenido polimetálico representado por Au, Ag, Cu, Pb y Zn (SGM, 2004).

Buseck (1966) mencionó que la magnetita representa la fase mineral metálica más temprana para el Distrito Minero de Concepción del Oro. A partir de esta premisa los depósitos de hierro para dicho distrito son de gran relevancia puesto que representan las fases iniciales del desarrollo metalogenético para la región. Por otro lado, esta zona es de interés particular debido a que presenta yacimientos de relevante producción fuera de los cinturones de Hierro del Pacífico, Baja California y Sonora. Por lo tanto, entender el desarrollo geológico individual, de estos tipos de yacimientos lleva a conocer las características de las etapas iniciales de la mineralización. Para esto, estudios mineralógicos, geoquímicos y de caracterización de fluidos han sido fundamentales para lograr una adecuada caracterización del yacimiento en cuestión.

El tajo Sol y Luna se ubica en la porción sur del lacolito Concepción del Oro, en el poblado conocido como La Laja. Estructuralmente se presenta en el anticlinal *El Guangoche* (Ramírez-Peña, 2011), el cual se considera ha sido originado debido a la intrusión de esta importante masa magmática. Se presentan tres sistemas de fallas 1) un par de fallas con orientación NW-SE ubicadas en la porción norte del Sill Superior y definiendo un movimiento lateral derecho observado en dicho cuerpo subvolcánico, 2) una estructura con una marcada orientación E-W ubicada en la parte sur del tajo, su traza se encuentra definida por el alineamiento presente entre la Veta Verdosa y el relleno de jaspe bandeado y 3) Una imponente falla normal con una ligera componente lateral derecha con una orientación NE-SW denominada falla los Caballos (Ramírez-Peña, 2011), la cual por otro lado ha sido definida anteriormente como una gran falla lateral (SGM, 2004) y normal (Gómez-Alejandro y González-Aguilar, 2010).

El origen para esta última estructura ha sido relacionado con el emplazamiento del lacolito Concepción del Oro (Ramírez-Peña, 2011), de igual forma y de acuerdo a las observaciones de campo se propone que la estructura E-W del sur del tajo tiene un origen ligado a la intrusión de este cuerpo ígneo. El par de fallas ubicadas en el Sill Superior presentan una orientación (NW-SE) similar a las generadas durante el evento de deformación extensional *Basin and Range* (Aranda-Gómez et al, 2000).

La edad K-Ar del Lacolito Concepción del Oro es de 37.5-40 Ma (Buseck, 1966; Mujica-Mondragón y Jacobo-Albarrán, 1983) y mediante U-Pb es de 41.8-42.3 Ma por Sosa-Valdés (2011). Buseck (1966) mencionó que el fin de la mineralización se dio a los 38 ± 1.2 ma., esto dado por datación K-Ar en adularia de la mina Promontorio (Au, Ag, Cu, Pb y Zn). Cabe mencionar que este dato refleja la etapa más tardía de mineralización para todo el distrito, puesto que esta fase mineral cristaliza mucho después que las menas de hierro y representa un estadio inclusive posterior a la mineralización polimetálica (Cu, Pb, Zn, Ag, Au) para la zona.

Las rocas que alojan la mineralización en Sol y Luna pertenecen a la secuencia carbonatada de la Fm. Tamaulipas Inferior (Hauteriviano - Aptiano inferior), las cuales presentan evidencias de metamorfismo de contacto (mármol) y reacciones metasomáticas (skarn). Estos últimos se presentan principalmente como material de relleno en discontinuidades. La extensión del cuerpo mineralizado se ve restringida de manera muy puntal en las rocas de dicha formación, aunque de manera muy escasa puede percibirse brechamiento a pequeña escala en el Sill Superior cementado por óxidos de hierro. Para la región se puede presentar mineralización de hierro y polimetálica en rocas carbonatadas de la Fm. Cuesta del Cura (p.e. Minas La Escondida y Cobriza).

El intrusivo Concepción del Oro pertenece a una serie de cuerpos magmáticos que se presentan en el NE de Zacatecas y que abarcan los estados de Coahuila, San Luis Potosí y Nuevo León, con una marcada tendencia lineal E-W. Dichos cuerpos magmáticos han sido agrupados por Chávez-Cabello et al. (2007) y denominados colectivamente como Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro (CICO). González-Guzmán (2012) con base en datos geocronológicos disponibles, dividió al CICO en dos grandes porciones: Sector Occidental del Eoceno-Oligoceno y el Sector Oriental del Cretácico Superior. Así mismo propuso un modelo tectónico para explicar el origen del CICO, el cual estaría relacionado con la subducción de la placa Farallón en el occidente de México durante el Cretácico Superior, generando el sector oriental y una etapa posterior de somerización de placa durante el Eoceno-Oligoceno, dando origen al sector occidental del CICO. Así

mismo, es común que los cuerpos intrusivos de este cinturón presenten mineralización tipo skarn, aunque notablemente son más destacables los de la porción occidental (Castro-Reino, 2004).

La deformación presente para la región NE del estado de Zacatecas ha sido definida como de tipo *thin-skinned* y delimitada en un lapso de los 92 Ma a los 72.5-71.6 Ma por Ramírez-Peña y Chávez-Cabello (2017), lo cual ha sido inferido en base a dataciones U-Pb en zircón de intrusivos sintectónicos y post-tectónicos, y conjuntando la edad reportada por Ocampo-Díaz et al., (2016) para sedimentos sinorogénicos de las Fms. Concepción del Oro y Parras (92 Ma.). Dicho evento de deformación generó zonas de falla, las cuales a la postre serían utilizados por el material magmático como vías de ascenso, cristalizando principalmente en los núcleos de anticlinales, tal y como ocurrió con el intrusivo Concepción del Oro (Gómez-Alejandro y González-Aguilar, 2010). Debido a la intrusión de las masas magmáticas se generó deformación de las estructuras laramídicas originadas previamente (Delgado-García y Morales-Acosta, 2010; Gómez-Alejandro y González-Aguilar, 2010; Ramírez-Peña, 2011; González-Guzmán, 2012; Ramírez-Díaz, 2012).

7.2 Rocas Ígneas

Las rocas ígneas en el área de estudio fueron separados en tres cuerpos principales, denominados: (1) Sill Inferior, (2) Sill Superior y (3) Lacolito Concepción del Oro, los cuales han sido reconocidos y cartografiados en trabajos previos (SGM, 2004; Gómez-Alejandro y González-Aguilar, 2010; Ramírez-Peña, 2011). El Sill Inferior se encuentra emplazado entre los planos de estratificación de la Fm. Taraises. Presenta una textura porfídica compuesta por fenocristales de ortoclasa, plagioclasa, cuarzo, piroxeno, microclina, opacos y zircón (en orden de abundancia), embebidos en una matriz fina de apariencia cuarzo-feldespática, que se presenta ligera a moderadamente sericitizada y se llegan a observar agregados de piroxenos (textura glomeroporfírica). A través de la clasificación modal de dos muestras de este cuerpo subvolcánico se definió como un pórfido cuarzo-sienítico / cuarzo-monzonítico. Este presenta plegamiento en conjunto con la formación encajonante por lo que se interpreta como una intrusión previa a la deformación regional.

El Sill Superior, encajonado en las calizas de la Fm. Tamaulipas Inferior, se encuentra claramente alterado, presenta una marcada textura porfídica y está compuesta mineralógicamente por fenocristales de feldespato alcalino, plagioclasa, actinolita, zircón, sericita embebidos en una matriz cuarzo-feldespática. Se presenta en contacto directo con el cuerpo mineralizado de hierro. Llega a presentar desplazamiento lateral con componente normal, producto probablemente al régimen de esfuerzos extensionales regionales y en parte por la cristalización del Lacolito

Concepción del Oro. Por último, el cuerpo magmático Concepción del Oro, el cual aflora en la porción más norte de área de estudio, presenta una marcada textura granular representada por la asociación de plagioclasa, cuarzo, microclina, biotita, clinopiroxeno, opacos, ortoclasa, anfíbol y apatito (en orden de abundancia). Mediante la clasificación modal, este cuerpo se definió como una granodiorita. Llega a presentar cristales de plagioclasa fracturados/fallados los cuales atestiguan una deformación frágil producto del enfriamiento del cuerpo magmático. Debido a la ausencia de foliaciones y deformaciones dúctiles se confirma su emplazamiento posterior a la deformación regional. Estas observaciones son coherentes con lo presentado en trabajos anteriores (Bergeat, 1910; Rogers et al., 1956; Busek, 1966; SGM, 2004; Gómez-Alejandro y González-Aguilar, 2010).

7.2.1 Geoquímica

Los análisis geoquímicos realizados de muestras representativas de cada uno de los cuerpos magmáticos revelan composiciones calco-alcalinas a ligeramente alcalinas. Con base en diagrama de TAS se presentan composiciones de: granodiorita para el lacolito, cuarzo-monzonita tanto para el Sill Inferior como para el Sill Superior. Este último llega a presentar un ejemplar de granito.

Todas las muestras analizadas presentan un comportamiento muy similar en el diagrama multielementos, lo que indica una relación clara en cuanto a su origen. Las muestras tienen una baja concentración de Sr, la cual se relaciona con la fraccionación de plagioclasa. Así mismo se denota una anomalía negativa en Nb-Ta, lo cual apuntaría a un origen relacionado a un ambiente de arco volcánico. La fraccionación de plagioclasa también es visualizada en el diagrama de REE debido a que todas las muestras exhiben una anomalía negativa en Eu. La característica distintiva en elementos litófilos para las rocas ígneas del área Sol y Luna muestran que la mitad de ellas presenta una similitud con los granitoides post-orogénicos (alto Sr- Ba). Sin embargo, la otra mitad presenta características típicas para granitoides relacionados a arco continental (bajo Ba-Sr). Así mismo, a través de la utilización de diagramas de discriminación tectonomagmática como lo son el diagrama Rb vs. $Y+Nb$ (Pearce, 1996) y Th/Ta vs Yb (Gorton y Schandal, 2000) se obtuvo que las muestras presentan relaciones características distintivas para rocas relacionadas a *Arco Volcánico*, pero ligado a una etapa posterior conocida como *Post-Orogénica*. A través del diagrama $(Eu/Eu^*)_N$ vs. $(Gd/Yb)_N$ (Rollinson, 1993), se observa que todas las muestras del área de estudio se originaron a partir de una fuente de composición félsica y se relacionan con la parte superior de la Corteza Continental. Esto fue corroborado con la implementación del diagrama de REE con la incorporación de líneas de

fusión parcial hipotéticas tanto para la Corteza Continental Inferior como Superior (Velasco-Tapia, 2017), ajustándose al patrón mostrado para esta última.

Con la integración de toda esta información se propone un modelo de generación de magma a partir de la subducción de la placa Farallón en el W de México, la cual durante el Eoceno se encontraría en una etapa de retroceso (*Roll-Back*). Este mecanismo generaría una significativa extensión, y en combinación con la subducción menguante, serían los responsables de generar fusión parcial del manto originando magmas máficos. Al ascender los fluidos magmáticos provenientes del manto, llegarían a una zona de importante contraste mecánico dentro de la corteza continental conocida como; discontinuidad de Conrad. En esta frontera el material magmático se emplazaría y provocaría anatexis de la base de la Corteza Continental Superior, los cuales producirían magmas más félsicos, observados actualmente en la región Sol y Luna. Este desarrollo tectonomagmático puede ser observado en la **Figura 7.1**. Esta idea es respaldada con lo expresado por Ferrari (2005), quienes han sugerido que existen evidencias de una extensión temprana ocurrida en el Eoceno tardío - Oligoceno temprano en la región de Fresnillo, Zac. De esta forma una vez cesada la contracción a finales del Eoceno, iniciaría el regreso del arco a medida que la placa subducida aumenta su ángulo. Henry et al. (2003) presentaron que en el sector central de la SMOcc el arco solo llegó a unos 400 km de la paleotrinchera. Así mismo, Nieto-Samaniego et al. (2005) plantean que la extensión inicia (al menos en la Mesa Central) probablemente en el Eoceno.

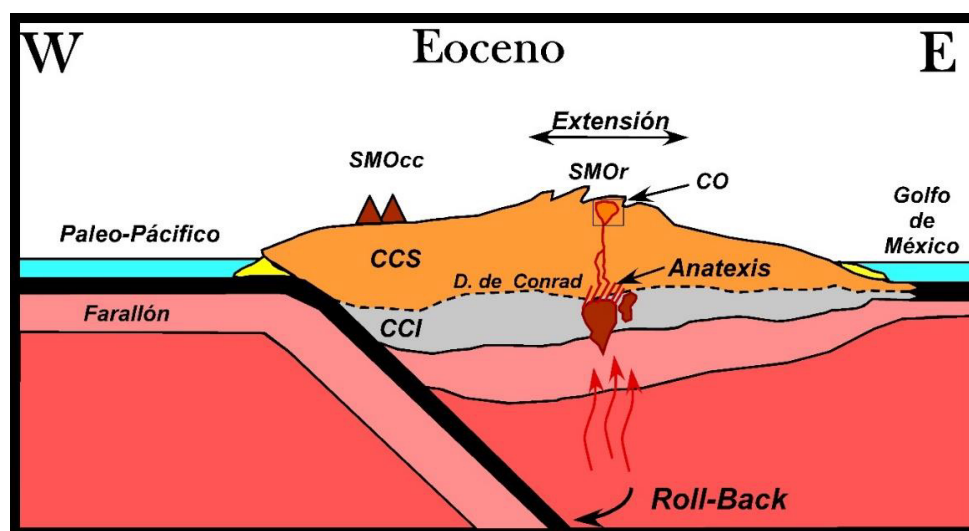


Figura 7.1.- Sección de México para el Eoceno (~40Ma) orientada W-E, en la que se representa el origen propuesto para las rocas magmáticas del área Sol y Luna. Su origen se relaciona a la anatexis de la Corteza Continental Superior debido a la acumulación de fundidos magmáticos de composición basáltica generados en primera instancia por la fusión parcial de un manto astenosférico en una etapa menguante de arco continental hacia un ambiente transicional. Abreviaturas; **SMOcc**: Sierra Madre Occidental, **SMOr**: Sierra Madre Oriental, **CO**: Concepción del Oro, **CCS**: Corteza Continental Superior, **CCI**: Corteza Continental Inferior y **D. de Conrad**: Discontinuidad de Conrad.

7.3 Estructura Mineralizada

La estructura del cuerpo mineralizado Sol y Luna es vertical con un comportamiento híbrido con respecto a la roca encajonante. En la parte norte del tajo se presenta en contacto neto y concordante con el cuerpo denominado Sill Superior. Este a su vez está encajonado en los planos de estratificación de las calizas de la Fm. Tamaulipas Inferior, en dicho contacto presenta un echado bastante pronunciado (67°). En tanto, para la parte sur del tajo, la estructura mineralizada presenta un comportamiento totalmente opuesto al anterior, generando una marcada discordancia con las calizas de dicha formación evidenciando una morfología estrangulada hacia la superficie y ensanchada hacia la base. Además, su extensión lateral se encuentra claramente restringida provocando una apariencia lenticular orientada E-W en vista de planta.

La Veta Verdosa y la concentración de jaspe bandeado atestiguan la ocurrencia de una importante discontinuidad ubicada en la porción sur del tajo. Esta discontinuidad presenta una orientación E-W buzando hacia el S, en la cual su génesis ha sido atribuida a la intrusión del Lacolito Concepción del Oro. Así mismo, su posterior evolución se vio ligada con el desarrollo del yacimiento, ya que funcionó como vía de acceso de los fluidos mineralizantes y que estos cuerpos representan los estadios finales de los mismos. El cuerpo mineral llega a presentar irregularidades en sus contactos, al menos para la porción relacionada con la falla, en la cual se presenta una muy puntal apariencia de “bolsada” en el área de acceso al tajo, esto debido a que el cuerpo de magnetita llega a envolver bloques de caliza.

Conjuntando todos estos datos se considera al cuerpo mineral Sol y Luna como una estructura en forma de chimenea de apariencia lenticular que precipitó a respaldo del Sill Superior. Este último fungió como material impermeable concentrando todo el material mineralizado. Esta morfología es típica para yacimientos emplazados a niveles corticales someros (condiciones frágiles) y su connotación es brindada por una relación geométrica ya que se refieren a cuerpos verticales, a diferencia de los mantos que son cuerpos estratiformes (Pirajno, 2009; Pohl, 2011).

7.4 Asociaciones Minerales

En el área Sol y Luna se presenta una interesante y compleja relación de una amplia gama de minerales que comprenden especies metálicas y no metálicas. Los primeros de estos presentes claramente en la estructura mineralizada en tanto que los segundos se presentan como componentes carbonatados, silíceos y calco-silicatados (skarn), en menores proporciones dentro de esta y como cuerpos individuales en áreas aledañas al tajo.

7.4.1 Cuerpo Mineralizado

La estructura mineralizada es un cuerpo compuesto predominantemente por óxidos de hierro. Sin embargo, llegan a presentarse concentraciones de sulfuros, sulfosales, oxihidróxidos de hierro, fosfatos, elementos nativos, carbonatos y silicatos, estos dos últimos son abordados con mayor profundidad en el apartado **7.4.2 Skarn**. En orden de abundancia los minerales metálicos que constituyen el cuerpo mineralizado son magnetita, pirita, hematita, calcopirita, esfalerita, tetrahedrita, goethita, sulfosales de Bi con Cu, Cu-Ag y Pb-Cu-Fe, bismuto, oro, covellina, maghemita, ferrhidrita. Dentro de esta mineralogía, fases como magnetita, pirita, hematita, calcopirita y oro nativo son comunes en skarns de hierro típicos, siendo la magnetita el óxido de hierro de mayor importancia con presencia escasa o nula de hematita (Jansson y Allen, 2012; Carriedo et al., 2006; Robles-Andrade, 2013; Lanfranchini, 2004). En tanto que fases minerales del tipo sulfosales de Bi y Ag son reconocidos principalmente en skarn de estilo polimetálico, tal y como es el caso del skarn de Zn-Pb-Ag de Zacatepec, Oaxaca (Canet et al., 2011).

La magnetita es el constituyente principal del cuerpo mineralizado. Esta llega a presentarse mayoritariamente en apariencia masiva, lo cual es lo más típico para depósitos tipo skarn de hierro (p.ej. Jansson y Allen, 2012). Adicionalmente, es posible encontrársele con hábitos hexagonales bien desarrollados. El aspecto masivo de la magnetita es una característica que comparte con los depósitos IOCG tal como el de Peña Colorada, Colima (Zücher et al., 1994, 2001; Tritlla et al., 2003). Sin embargo, pueden ser diferenciados por la química mineral de los óxidos de hierro y que los depósitos IOCG presentan cantidades sobresalientes en REE y U (Tritlla et al., 2002). Dentro de las características que influyen en la composición final de los depósitos de skarn se encuentran: composición química, fugacidad del oxígeno, tamaño, textura, profundidad de emplazamiento y ambiente tectónico de los cuerpos ígneos (Franchini, 1992).

Aunque en una proporción relativamente escasa, se presenta hematita de origen hipogénico, debido a que cristales de dicha hematita con hábitos marcadamente tabulares se les puede encontrar “truncados” por ejemplares de magnetita, lo que indica su generación primaria. Esto puede ser provocado por cambios en la fO_2 , ya que esta variable controla el potencial de oxidación y condiciona que el Fe ocurra en un estado oxidado o más reducido (Pirajno, 2009). El proceso de la formación de skarn relacionado con rocas carbonatadas frecuentemente genera decarbonatación. A partir de esto, cantidades importantes de CO_2 pueden pasar al magma induciendo cambios en la fO_2 (Pohl, 2011).

Directamente sobre la magnetita se concentran ocasionalmente cristales de pirita subhedrales, las cuales presentan una marcada disposición en bandas. Por otro lado, este último mineral se presenta en rellenos de calcita y cuarzo. En esta disposición la pirita presenta hábitos marcadamente euhedrales y tamaños considerablemente superiores a la depositada directamente sobre la mena de hierro. De igual forma, junto con la pirita, en estos rellenos secundarios coexisten de manera particular minerales como calcopirita, tetrahedrita, sulfosales de bismuto así como elementos nativos. El primero de estos se encuentra en cuatro arreglos texturales: (1) como inclusión dentro de cristales de pirita, (2) “envolviendo” cristales de pirita, (3) como exsoluciones en cristales de esfalerita y tetrahedrita y 4) como cristales aislados. La esfalerita exhibe tonalidades grisáceas oscuras y presenta la característica “enfermedad de la calcopirita” (*chalcopyrite disease*, Barton y Bethje; 1987), en tanto que la tetrahedrita presenta una característica variación en tonos de gris, de claros a intermedios y es común observar exsoluciones de calcopirita en su interior.

Como se mencionó con anterioridad, pirita y calcopirita son sulfuros muy frecuentes en skarns de Fe, ocurriendo paragenéticamente simultáneos, ligeramente posterior a la mena de hierro como en el skarn de Cu-Fe en la parte este-central de China (Zhao et al., 2012) o inclusive estar ausentes tal y como es el caso del skarn de hierro El Garabato en Sonora (Robles-Andrade et al., 2013). Tetrahedrita y esfalerita son comunes en skarns polimetálicos (Cu-Pb-Zn) y prácticamente ausentes en skarns de hierro, tal y como puede ser observado en depósitos de Sonora (Ochoa-Landín et al., 2011). La ocurrencia de esta variedad de sulfuros en el depósito de hierro Sol y Luna se encuentra ligada a cambios en la fugacidad del azufre (fS).

Las sulfosales de Bi de Cu, Cu-Ag y Pb-Cu-Fe se presentan como exsoluciones exclusivamente relacionadas con cristales de calcopirita. Inclusive entre ellas mismas guardan una íntima relación espacial puesto que es posible encontrar ambos ejemplares en contacto. La presencia de sulfosales de bismuto es poco común en skarns de hierro pero son componentes frecuentes en skarns polimetálicos tal y como es el caso del skarn de Zn-Pb-Ag de Zacatepec, Oaxaca en donde ocurren sulfosales de Bi y Ag (Canet et al., 2011).

El bismuto y el oro, se encuentran como cristales aislados dentro de los mismos rellenos calcáreo-cuarzosos. A través de análisis EDS se observa que el Bi se llega a presentar con una muy ligera concentración de Cu. La presencia de oro es común en skarns de hierro (Einaudi y Burt, 1982), el cual puede encontrarse en cantidades interesantes como para realizar estudios de prospección

más detallados (p.ej. mina de Cala, España; Carriedo et al., 2006). Para el caso Sol y Luna, se presentan granos de oro, sin embargo, su aprovechamiento ha sido meramente gambusino.

A través de SEM acoplado con EDS se observa abundantes cristales de apatito en rellenos de calcita así como cristalizados directamente sobre la mena de hierro. La presencia de cristales de apatito a diferencia de los depósitos de skarn es común para yacimientos tipo Kiruna e IOCG. Estos últimos depósitos se han relacionado a una tectónica extensional (Tritlla et al., 2002). Henríquez y Martin (1978) reportaron que el apatito de menas de óxido de hierro puede provenir de fundidos de origen magmático. Con base a lo anterior se puede relacionar la presencia común de cristales de apatito en el depósito Sol y Luna con una fuente magmática.

Se llega a presentar manganeso en forma de óxido (pirolusita) y cristales de adularia. Estos últimos asociados espacialmente con clorita, calcita y anfíbol. Como minerales supergénicos se presentan covellina, malaquita, hematita, goethita, maghemita, ferrhidrita y pirolusita. La covellina y malaquita se relacionan únicamente a la calcopirita en tanto que el resto a magnetita y hematita (hipogénica). Se identificó la presencia esporádica de cristales euhedrales de zircón, el cual tendría un origen magmático y sería “transportado” durante el evento de metasomatismo-mineralización.

La encajonante presenta signos de alteración hidrotermal. El Sill Superior exhibe una alteración de alta temperatura evidenciado por alteración tipo actinolización, así como un ensamble hidrotermal de más baja temperatura representado por montmorillonita, paligorskita, esmectita. Esto define una alteración tipo argílica intermedia traslapada sobre los ensambles de mayor temperatura. Se presenta alteración tipo cloritización en la estructura mineralizada, así como en el Bloque Mineral en donde coexiste con un marcado enriquecimiento en dravita (turmalinización). La Veta Verdosa atestigua la última fase de alteración retrograda, de muy baja temperatura ya que presenta una composición rica en hectorita y cuarzo de grano muy fino. Este contenido en arcilla denota una alteración argílica de menor temperatura en el depósito. Por último y probablemente asociado temporalmente a la Veta Verdosa se presenta una marcada silicificación representada por la formación de jaspe bandeado rellenando una fuerte discontinuidad.

Mediante análisis de microsonda electrónica de la magnetita y hematita, se observa enriquecimiento en hierro total de 87-98% y 62-89% respectivamente. Estos ejemplares han sido clasificados como una mena de yacimientos tipo *Skarn*, con base en los diagramas de Dupuis y Beaudoin (2011). A través del análisis geoquímico de roca total en muestras del cuerpo mineralizado de hierro, se observan enriquecimientos de Co, La y Ce. A partir de esto y a través de la

implementación del análisis multivariado de agrupamiento (*dendograma*), se demuestra la afinidad de este skarn de hierro directamente con **Pb y Zn** y en menor proporción **Co** ($r=0.24$). Esta firma geoquímica es similar a lo reportado por Einaudi y Burt (1982) y Pirajno (2009), aunque difiere en esas concentraciones de Pb y Zn. Así mismo, las REE mencionadas (La-Ce) presentan una fuerte asociación con Ca y Mn, por lo que indicarían que dichas fases ricas en REE observadas a través de SEM se encuentran en la forma de carbonatos.

7.4.2 Skarn

Los arreglos minerales calcosilicatados característicos para este tipo de rocas puede ser observados dentro del cuerpo mineralizado, así como en cuerpos adyacentes al tajo Sol y Luna. Estos incluyen granate, diópsido, wollastonita, annita, dravita, epidota y clorita. Adicionalmente aparecen ankerita, calcita, cuarzo y de manera exótica, se presentan fases minerales de La y Ce.

Parte de estos componentes minerales describen una alteración prograda en el yacimiento representada por wollastonita, diópsido, granates (andradita-grosularia) y cuarzo. Se reconocen cuatro grupos de granate en el depósito mineral; 1) granates de tonalidad violácea-rojiza cristalizados dentro del Sill Superior y en el contacto de este último con el cuerpo de magnetita, 2) granates andradíticos de tonalidad amarillenta y ocasionalmente zonados dentro de los planos de la caliza en el interior tajo ($\text{Adr}_{69-75}\text{Grs}_{22-27}\text{Al}_{0-4}$), así como en el cuerpo mineralizado ($\text{Adr}_{85-89}\text{Grs}_{2-13}\text{Sp}_2\text{Prp}_1$) y 3) granate grosulárico ($\text{Adr}_{11-34}\text{Grs}_{65-83}\text{Al}_{0.3-6}$) en diseminados de tonalidad oscura en las calizas de la Fm. Taraises y 4) rellenos de granate marrón-verdoso en discontinuidades de la Fm. Tamaulipas Inferior. El cuarzo es un accesorio común en estos cuerpos calcosilicatados, y guarda junto con parte de los granates la característica relación textural de intercrecimiento con la mena de hierro (magnetita), debido a la presencia de magnetita cristalizada dentro de los planos de crecimiento de estos minerales. El diópsido, con una abundancia marcadamente pequeña, se presenta exclusivamente como cristales aislados cristalizados directamente en la mena de hierro; este mineral es típico de fases progradadas para skarns de protolitos magnesianos (Einaudi y Burt, 1982).

Como constituyentes de la alteración retrógrada para estas rocas se presentan dravita, annita, calcita, cuarzo, epidota, clorita, ankerita y minerales de REE. Los primeros tres definirían el cambio de condiciones progradadas a retrógradadas. La annita se presenta particularmente cristalizada directamente sobre la mena de hierro, denotando una apariencia marcadamente intercrecida con la misma, así mismo se llega a presentar asociada con cuarzo, calcita y agregados de cuarzo-calcita.

Pirajno (2009) señaló que la annita puede ser producto de alteración potásica, generada por remplazamiento de plagioclasa albitica, durante el intercambio de K por Na, Fe es liberado de la red y oxidado a hematita. Con base a estudios de IF esto puede presentarse en rangos de temperatura entre 320 y 700°C. Eugster y Wones (1962) presentaron la generación de sanidino y hematita-magnetita a partir de la oxidación de annita a una temperatura ~400°C (a 2,070 bar)

La dravita se presenta únicamente en el Bloque Mineral, en una disposición morfológica tipo veta asociada texturalmente con ankerita, cuarzo, clinocloro y las fases minerales de La-Ce. Este es el único cuerpo donde se lograron apreciar visualmente dichos cristales de REE. La presencia de esta turmalina rica en Mg (dravita) es indicativo de un metasomatismo por fluidos ricos en B (Morgan y London, 1989). Los miembros del grupo de la turmalina presentan un campo de estabilidad amplio, con temperaturas mínimas a 150°C (temperatura estimada en cuencas sedimentarias y depósitos hidrotermales cercanos a la superficie; Henry et al., 1999) y temperaturas en su límite superior entre 725 y 950 °C (Robbins y Yoder, 1969). La dravita en Sol y Luna presenta un marcado y característico zonamiento, el cual puede reflejar los cambios P-T en las condiciones de formación (van Hinsberg et al., 2011). Pohl (2011) destacó la presencia de turmalina en depósitos minerales como un tipo de alteración denominada *Turmalinización* (mencionada anteriormente), la cual señala es común en depósitos de Sn, W y Au.

Por otro lado, Pirajno (2009) mencionó que turmalinas ricas en Mg (dravita) son encontradas en depósitos de sulfuros masivos y depósitos estratoligados de W y que el B está relacionado con la cristalización de magmas graníticos, con la posibilidad de enriquecimientos en este elemento a partir de rocas fuentes evaporíticas o protolitos ricos en turmalina. Esto puede estar asociado con depósitos tipo IOCG en los que se han utilizado turmalina como indicador del origen y cambios del fluido mineralizante con mezcla de fuentes magmáticas y soluciones de rocas evaporíticas, por ejemplo en el área mineralizada de Copiapó, Chile (Collins, 2010).

La ankerita ha sido reconocida como parte del ensamble de alteración hidrotermal tipo propilitización (Pirajno, 2009), en la que llega a coexistir con clorita-epidota-albita y calcita. El enriquecimiento en una de estas fases marcaría subzonas. Para el caso Sol y Luna se presentan las subzonas cloritización y ankeritización. Por otro lado, el enriquecimiento en ankerita puede ser parte de la alteración tipo carbonatos, como lo es para el caso del skarn Tonglushan de Cu-Fe en la parte centro-oriental de China (Zhao et al., 2012). Debido a que las fases de granates presentes en el depósito Sol y Luna son de tipo andradita-grosularia, entran en la categoría de yacimientos de

skarn de hierro propuesta por Einaudi y Burt (1982), comparable con los depósitos de skarn de hierro El Abuelo, Chubut (Lanfranchini, 2004) y skarn Smältarmossen, Suecia (Jansson y Allen, 2012).

7.5 Fluidos Mineralizantes

A manera de clasificación para los resultados de las mediciones microtermométricas, se utilizó el diagrama de Wilkinson (2001), en el que expresa valores de Th vs. *Salinidad* para diferentes tipos de depósitos minerales. Las mediciones de granate se ubican en el campo de depósitos tipo skarn, mientras que las IF para las mineralizaciones de hierro caen en el campo de depósitos tipo epitermal y vetas de Au. Las IF en ebullición presentan condiciones de depósito tipo Irish, debido al incremento en el valor de la salinidad del fluido por el propio fenómeno de la ebullición. Mientras que el pulso aislado reconocido en IF en calcita, así como la parte final del sistema hidrotermal, se ubicaron en el campo de depósitos epitermales y Kuroko a una temperatura promedio de 163°C (Figura 7.2), evidenciando una disminución de la temperatura y salinidad de los fluidos mineralizantes. Cabe señalar que parte de las muestras de granate caen sobre la *curva crítica* de soluciones de NaCl puras, por lo que se considera que dichas IF podrían presentar composiciones ligeramente variantes (e.g. Wilkinson, 2001).

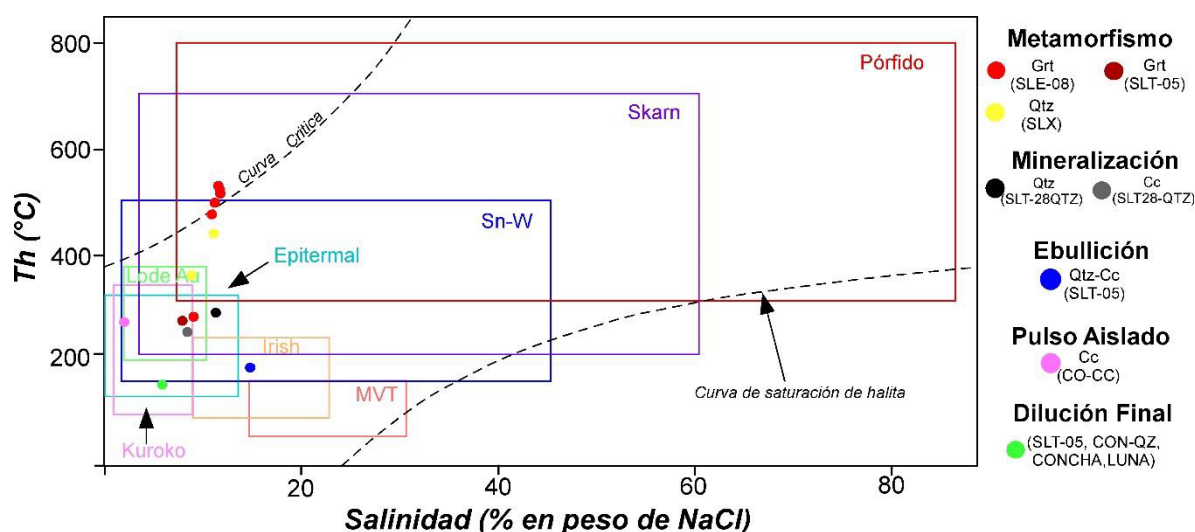


Figura 7.2.- Gráfico de Th (°C) vs. salinidad (% en peso de NaCl eq.), ilustrando los rangos típicos para inclusiones de diferentes tipos de depósitos con datos microtermométricos de diferentes etapas para el depósito Sol y Luna. Editado de Wilkinson (2001)

Las mediciones de IF en granates revelaron un grupo de alta temperatura y salinidad (~457°C y 12 % NaCl eq.) y un segundo grupo compuesto de IF con valores promedios de Th de 271°C y 9.0 % NaCl eq. Cabe destacar que los valores para estos últimos dos grupos han sido obtenidos en IF

secundarias y pseudosecundarias, con lo cual podrían estar registrando las condiciones de una posible reapertura del sistema durante la cristalización del granate.

Los valores obtenidos en IF en cuarzo, muestran un amplio intervalo de temperatura con características muy representativas. Se aprecia en general 5 familias de IF en este mineral, las cuales comprenden 1) Una familia de alta temperatura y salinidad ($\sim 457.8^{\circ}\text{C}$ y 10.9% NaCl eq. respectivamente) la cual coexiste con el grupo de granates de mayor temperatura, 2) un grupo de Th y salinidad de $\sim 352^{\circ}\text{C}$ y 9.6% NaCl eq., 3) Un conjunto de IF cuya característica particular es que se encuentra intercrecida con la mena de hierro (magnetita), la cual arroja un Th de $\sim 287^{\circ}\text{C}$ y 10.9% NaCl eq., 4) una cuarta familia con temperaturas más bajas (Th de $\sim 178^{\circ}\text{C}$) y alta salinidad (13.5% NaCl eq.), reconocido previamente como un grupo IF en ebullición y 5) un último grupo de baja Th ($\sim 137^{\circ}\text{C}$) y bajo contenido en NaCl eq. ($\sim 5.3\%$).

Las mediciones en calcita reflejan la presencia de cuatro familias: 1) Un grupo relacionada con el desarrollo de mena de hierro, principalmente magnetita con una restringida presencia de hematita, con valores de Th de $\sim 248^{\circ}\text{C}$ y salinidad intermedia de $\sim 8.5\%$ NaCl eq., 2) Un grupo de IF reconocidas previamente como en ebullición con valores de Th de $\sim 175.4^{\circ}\text{C}$ y $\sim 15.7\%$ NaCl eq., 3) un grupo con características epitermales con Th de $\sim 274^{\circ}\text{C}$ y baja salinidad $\sim 2\%$ NaCl y 4) un último grupo de baja Th ($\sim 168^{\circ}\text{C}$) y bajas salinidad (6.1% NaCl eq.). Por otro lado, los valores obtenidos sobre ankerita, reflejan un único grupo de IF, que se caracterizan por valores bajos de Th ($\sim 170^{\circ}\text{C}$) y salinidad baja ($\sim 5.4\%$ NaCl eq.), el cual llega a agruparse con el grupo de IF de cuarzo y calcita con bajas Th y bajo %NaCl eq.

Integrando esta información junto con lo observado en estudios petrográficos se propone el cuadro paragenético y evolución de fluido mineralizante (**Figura 7.3**). El depósito mineral Sol y Luna consta de dos grandes etapas: (a) un Evento metamórfico-metasomático y (b) una subsecuente alteración supergénica.

El evento metamórfico está conformado por una etapa **prograda** y una **retrógrada**. La etapa prograda está representada por la presencia de granate, wollastonita, diópsido y cuarzo con temperaturas de homogenización en un intervalo de $\sim 465^{\circ}\text{C}$ a 448°C , acorde con la temperatura de la reacción en ambientes de metamorfismo de contacto $\text{Diópsido} = \text{Tremolita} + \text{Cuarzo} + \text{Calcita}$ a 410°C (Meinert, 1982), así como una reapertura del sistema con una temperatura aproximadamente a los $\sim 271^{\circ}\text{C}$, y salinidades entre 7.9 y 9.7% wt. de NaCl.

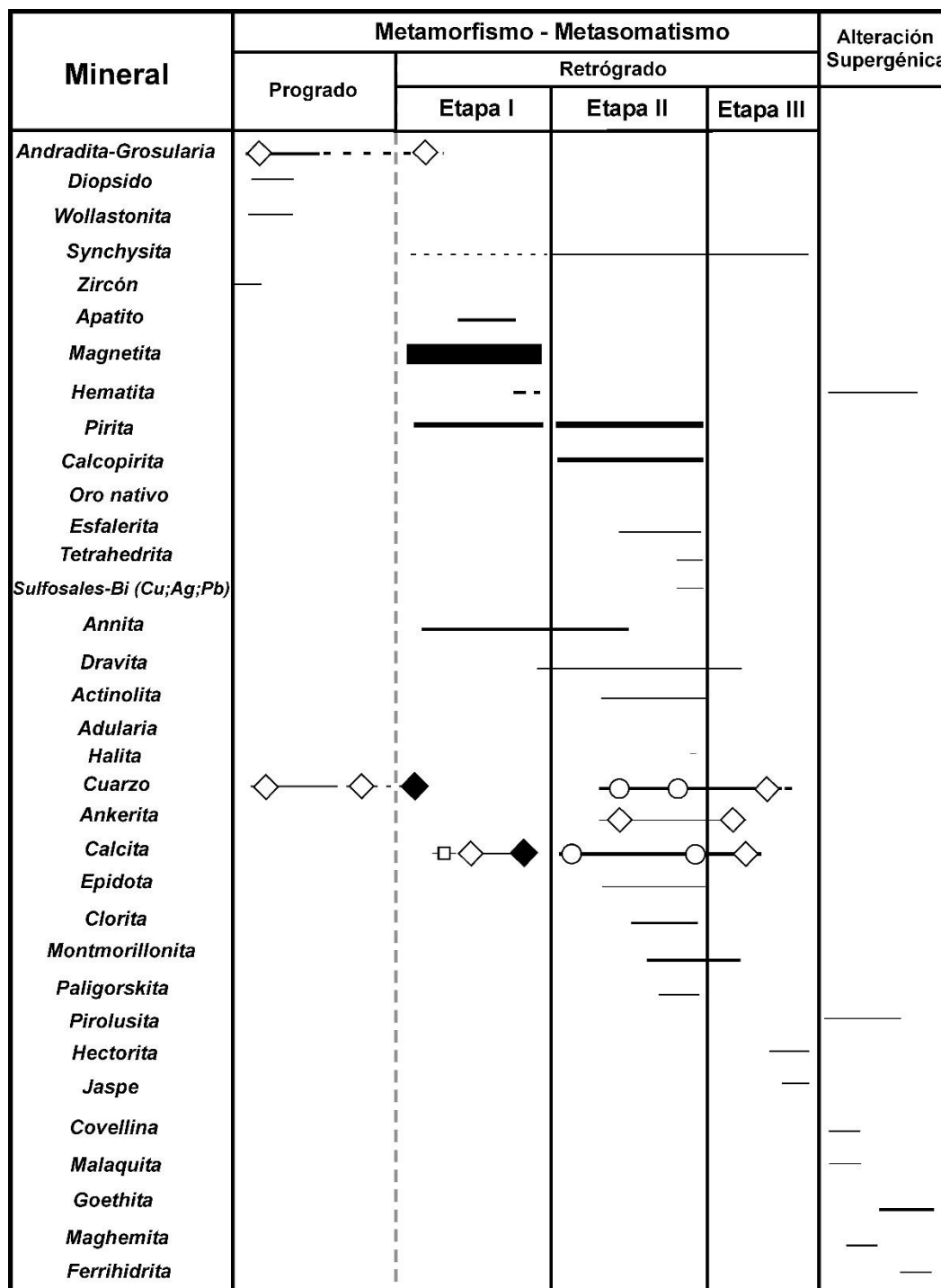


Figura 7.3.- Cuadro paragenético para el depósito Sol y Luna del Distrito Minero de Concepción del Oro. Las figuras geométricas representan aquellas fases que fueron analizadas microtermométricamente, así mismo indican la relación de eventos entre ellas.

Para el depósito Sol y Luna, la etapa retrógrada ha sido subdividida en tres grandes eventos, similar a la división paragenética propuesta para depósitos tales como el skarn de Cu-Fe Tonglushan, China (Zhao et al., 2012):

Etapa 1: caracterizada por la cristalización del volumen mayor de mineralización, representada por las grandes cantidades de magnetita. Se presentan ligeros cambios de fO_2 evidenciado con la escasa presencia de hematita primaria. Menas de hierro cristalizando en condiciones retrógradas es común y puede ser observado en los skarns de Vegas Peladas, Argentina (Pons et al., 2009) y El Garabato, Sonora (Robles-Andrade et al., 2013). La mineralización de hierro también incluye apatito, pirita, annita, dravita, cuarzo y calcita, además de una reapertura del sistema evidenciada por los granates de baja temperatura (271°C). La presencia moderada de cristales de apatito, es una característica compartida y a un más representativa para otras tipologías de yacimientos ricos en hierro, como lo son tipo IOCG (Tritlla et al., 2002) y tipo Kiruna (Frietsch, 1978). La temperatura de cristalización de magnetita es de $\sim 287^\circ\text{C}$, mientras que a los $\sim 248^\circ\text{C}$ se dio la ligera variación en fO_2 para precipitar hematita (muy escasa). Esto último puede ser expresado utilizando el diagrama de Meinert (1982), en el cual es posible graficar el skarn progrado a valores de fO_2 en alrededor de -20 (**Figura 7.4**), en tanto que para la etapa retrógrada en la que se deposita la mena de hierro, los valores podrían variar de entre -29 y -35, siendo en este intervalo donde se podría generar ligeras fluctuaciones de la fO_2 para provocar la cristalización de hematita. Así mismo durante esta etapa se presentan enriquecimientos en La y Ce en el cuerpo mineralizado. Estos enriquecimientos podrían estar concentrados en cristales de apatito, ya que estos, pueden contener REE remplazando al Ca^{+2} y jugando un papel importante en la distribución de REE en menas (Frietsch y Perdahl, 1995).

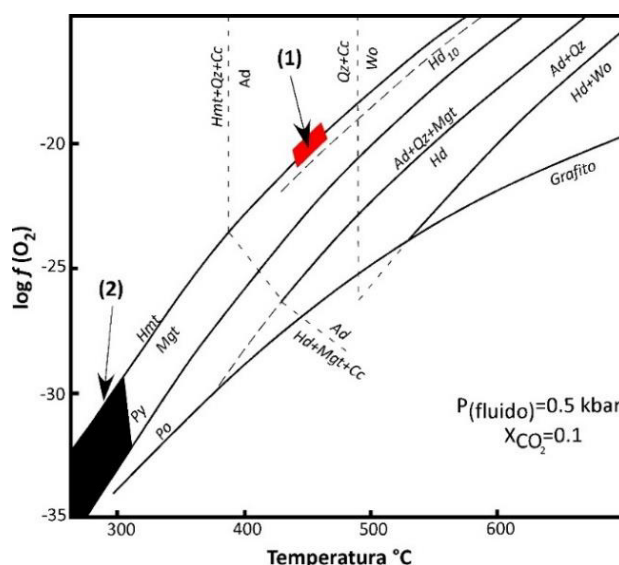


Figura 7.4.- Diagrama $\log fO_2 / T$ a la presión P y XCO_2 indicados. Se muestran los rangos de estabilidad de varios conjuntos de minerales. Área remarcada en color rojo y señalada (1) representa la zona de estabilidad para la alteración progrado del depósito. Área remarcada en color negro (2) indica la zona de estabilidad para la alteración retrógrada/depositación de la mena de hierro. Abreviaturas: Mgt: magnetita, Hmt: hematita, Py: Pirita; Po: pirrotita, Qz: cuarzo, Cc: calcita, Ad: andradita, Hd: hedenbergita, Hd10: dióxido-hedenbergita con 10% modal de hedenbergita y Wo: Wollastonita. Modificada de Meinert (1982)

Etapa 2: Etapa de metamorfismo retrógrado más avanzado representado por dravita, actinolita, adularia, halita, cuarzo, ankerita, calcita, epidota, clorita, montmorillonita y paligorskita, junto con la cristalización de minerales metálicos como pirita, calcopirita, esfalerita, tetrahedrita, sulfosales de Bi con Cu, Cu-Ag y Cu-Pb, así como Bi y Au nativo. Se tiene la cristalización *sensu stricto* de minerales de Ca con La y Ce. La temperatura de esta etapa ronda entre los ~178-175 °C. La cristalización de fases minerales de REE es posible para yacimientos tipo skarn, tal y como es documentado para el depósito de Fe-Cu-(REE) Bastnäs, Suecia (Holtstam y Andersson, 2007). En este, la mena consta principalmente de magnetita, así mismo llega a presentar minerales de Bi en estado nativo o como sulfosal, al igual que en el depósito Sol y Luna.

Etapa 3: Denominada como una etapa de metamorfismo retrógrado tardío debido a la presencia de cuarzo, ankerita y calcita de más baja temperatura, acompañado por la cristalización de jaspe bandeado y la Veta Verdosa, constituida por cuarzo y hectorita. En este último cuerpo se presentan enriquecimientos de La, Ce, Pb y Zn. La cristalización de dravita podría extenderse hasta esta etapa. La temperatura para parte de esta etapa se ubica entre los ~170 a 137°C.

Por último, se reconoce una **alteración supergénica** en el depósito caracterizada por hematita, pirolusita, covellina, malaquita, goethita, maghemita y ferrhidrita.

7.5.6 Modelo del Sistema Hidrotermal

Observaciones petrográficas texturales y datos microtermométricos en el diagrama *Th vs % NaCl eq.* Han evidenciado la evolución del sistema hidrotermal responsable de la generación del depósito Sol y Luna. En general se observa la presencia de tres fluidos mineralizantes (**Figura 7.5**).

Un **primer fluido** de origen netamente metasomático cuya característica sobresaliente es que el arreglo de los datos de IF muestran una marcada disminución de la *Th* conforme disminuye la salinidad, tendencia que describe el mecanismo comúnmente denominado *Dilución*, el cual es generado por la interacción entre aguas meteóricas relativamente frías y poco salinas con salmueras acuosas hipogénicas de origen profundo más calientes y salinas (Camprubí, 2010). Este proceso ha sido reconocido como uno de los mecanismos claves para la depositación de hierro en depósitos de tipo skarn, tal y como sucede en el Skarn de Fe de Vegas Peladas, Argentina (Pons, et al., 2009).

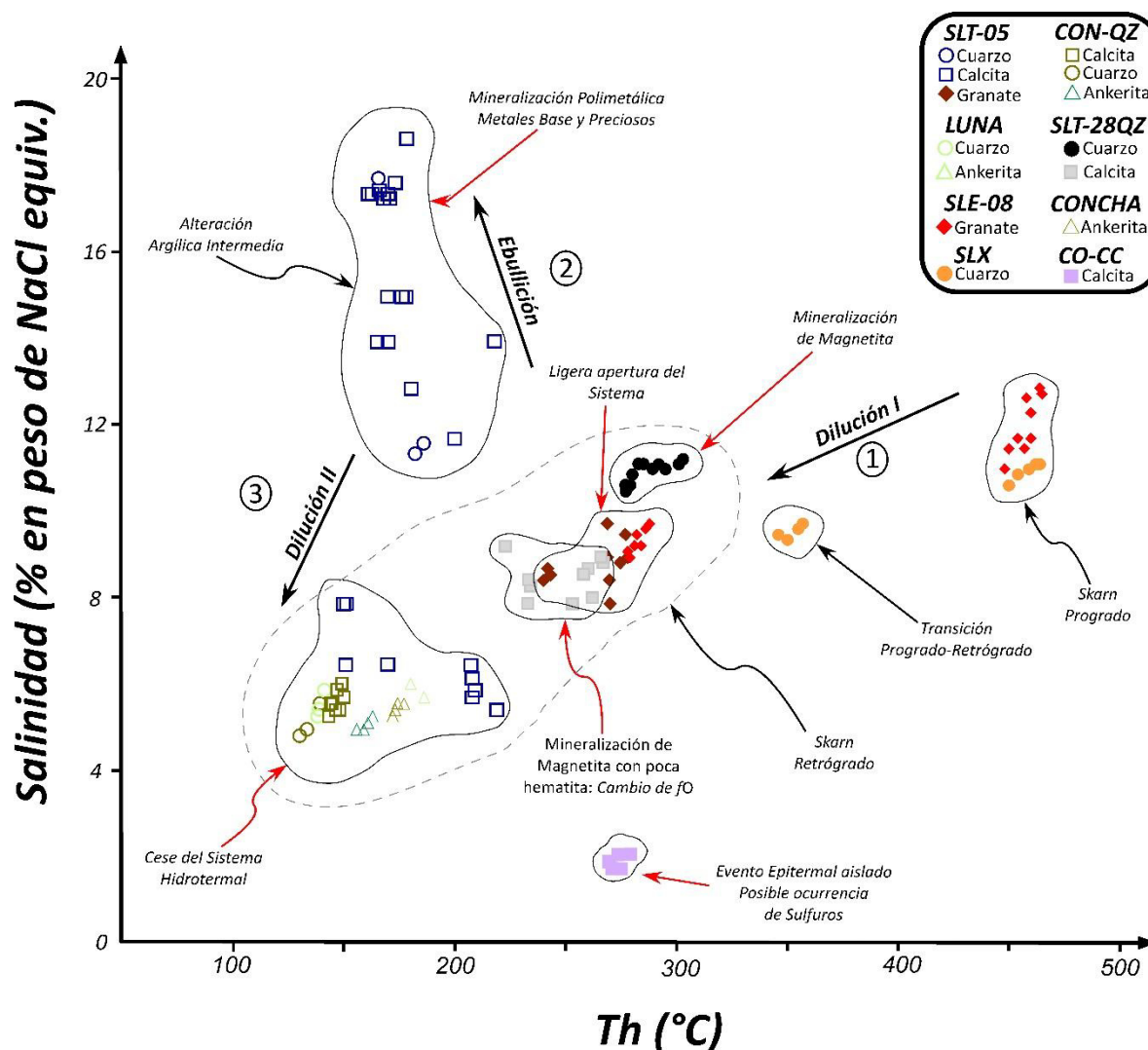


Figura 7.5.- Gráfico Th (°C) vs. salinidad (% en peso de NaCl equivalente), que representa la evolución del sistema hidrotermal para el depósito Sol y Luna. Se muestran los posibles mecanismos que originaron la evolución de los fluidos metasomáticos iniciales a partir de (1) dilución debido a mezcla con aguas meteóricas; (2) ebullición, en el que aumenta drásticamente la salinidad del fluido debido a despresurización del sistema y (3) dilución del fluido hidrotermal remanente, hasta llegar al cese del sistema hidrotermal. Se representan las fases minerales analizadas por muestras y separadas por grupos para las diferentes etapas y procesos de evolución involucrados.

Este fluido se originó en condiciones metasomáticas, las cuales cristalizaron fases progradadas del depósito (granate y cuarzo). A partir de esta cristalización se generó una primera dilución (**Dilución I**) evidenciada por la cristalización de cuarzo y calcita. Es durante esta etapa (metamorfismo retrógrado) que se depositó la mena de hierro rica en magnetita a una temperatura y salinidad promedio de ~287°C y 10.9 % NaCl eq. respectivamente. Con la dilución progresiva, a una Th de ~ 248°C y salinidad de ~8.5 % NaCl eq., se da la precipitación, aunque muy escasa, de hematita, indicando una ligera variación en las condiciones de fO_2 en el sistema. De la fase prograda

del depósito a la subsecuente precipitación de la mena de hierro, se presenta un grupo intermedio de IF con valores de Th de ~ 352 °C y salinidad de 9.6 % NaCl eq., indicando el posible cambio de condiciones progradadas a retrogradadas. Así mismo, relacionada con la mena de hierro se presentan dos grupos de IF de granates con valores inusualmente bajos de temperatura (Th de ~ 282 °C y ~ 263 °C). Esto evidencia que el sistema (granate) estuvo abierto mediante la aplicación de esfuerzos y generó IF pseudosecundarias y secundarias, relacionadas con planos de fracturas dentro de dicha fase mineral, dentro del rango de formación del evento de mena de hierro.

Cabe señalar que las presiones de homogenización y por ende, profundidades estimadas para estas etapas, son demasiado pequeñas ya que cuerpos skarníferos se encuentran relacionados a una profundidad del orden de $\sim 1,600$ m, observados en pozos geotérmicos (Canet et al., 2015).

Un **segundo fluido** puede ser reconocido a través de un repentino y muy marcado aumento de salinidad, esta tendencia describe un mecanismo tipo **ebullición**, y se generó a condiciones promedio de Th de ~ 175 °C y ~ 15.4 % NaCl eq. Este mecanismo ha sido definido por Camprubí (2010) como el generador de la separación de vapor de un fluido acuoso, generando salmueras progresivamente más salinas. Por otro lado, Wilkinson (2001) señaló que como resultado de su expansión adiabática (despresurización), estas salmueras pueden experimentar enfriamiento. Simmons y Christenson (1994) señalaron que este mecanismo es uno de los procesos más efectivos para la precipitación de minerales de mena, en especial minerales preciosos. Al igual que en el depósito Sol y Luna, este mecanismo es favorable para la depositación de metales base en el skarn polimetálico de Zacatepec, Oaxaca (Canet et al., 2011).

Este segundo fluido mineralizante es el responsable para la precipitación de minerales con contenidos de elementos base y preciosos (calcopirita, esfalerita, tetrahedrita, sulfosales de Bi de Cu, Cu-Ag, Cu-Ag-Pb, Bi y Au nativo) del yacimiento Sol y Luna. La profundidad a la cual precipitó este segundo fluido mineralizante fue estimada a través del diagrama de Hass (1971), con el cual se asume que su depósito se dio a profundidades someras < 200 m. Esta profundidad calculada tan somera es poco factible. Después de generarse la ebullición, precipitan con ello los minerales metálicos anteriormente descritos y generando alteración argílica intermedia en el Sill Superior. Este segundo fluido mineralizante refleja características de una subsecuente dilución, debido al agrupamiento de IF en cuarzo, calcita y ankerita que indican la temperatura más baja de todo el sistema, con un valor promedio de Th de ~ 163 °C y salinidad de ~ 5.7 % NaCl eq. Es con este último grupo que se da la **Dilución II** o final del sistema, debido a una posible interacción con aguas

meteóricas subsuperficiales, evidenciando el cierre del sistema hidrotermal. Adicionalmente, se reconoce un **tercer evento** mineralizante totalmente aislado a los anteriores relacionado con un marcado agrupamiento de IF con un valor promedio de Th de $\sim 274^{\circ}\text{C}$ y salinidad promedio de $\sim 1.9\%$ NaCl eq. Estos valores son similares a fluidos hidrotermales en condiciones epitermales (Camprubí, 2010).

Con base a esta interpretación se asume que el Yacimiento Sol y Luna representa la evolución de un skarn de hierro típico, hacia uno polimetálico (Cu-Pb-Zn \pm Au-Ag-Bi) con una ligera incursión o traslape de fluidos con características epitermales, los cuales probablemente llegarían a presentar contenidos en minerales metálicos.

7.6 Modelo Evolutivo del Yacimiento

Para comprender el origen y evolución del yacimiento Sol y Luna se presenta el siguiente modelo evolutivo representativo y sin escala, que consta de 8 etapas secuenciales que comprenden: 1) Deformación y metamorfismo de contacto, 2) Metasomatismo, 3) Depósito de Magnetita, 4) Formación de piritita bandada sobre magnetita, 5) Generación de hematita, 6) Depósito de fases polimetálicas, 7) Alteración retrógrada tardía y 8) Alteración supergénica.

1.- Deformación y Metamorfismo

En esta etapa se dio la intrusión del cuerpo magmático de mayor volumen para la región (Lacolito Concepción del Oro). Durante los esfuerzos generados por dicha intrusión se presentó deformación dúctil reflejada por la presencia del anticlinal *El Guangoche*, el cual y de acuerdo con Ramírez-Peña (2011), fue originado por este proceso. Se presentan cristales diseminados de granate negro relacionados con el *Sill Inferior* encajonado en la Fm. Taraies, el cual se cree es de origen pre-intrusión lacolito. Así mismo, es posible reconocer efectos de deformación frágil, la cual para este tiempo se presentó en forma de fallamiento normal igualmente ligado al cuerpo magmático mayor (**Figura 7.6a**). En el área Sol y Luna tanto el lacolito como el *Sill Superior* se encuentran encajonados por la Fm. Tamaulipas Superior. El Sill Superior ha sido considerado como una extensión del cuerpo mayor (Castro-Reino, 2004; Gómez-Alejandro y González-Aguilar, 2010; Ramírez-Peña, 2011;). Sin embargo, el contacto entre ambas unidades no ha sido posible observarlo durante el desarrollo de este trabajo. Prácticamente a la par de la deformación por intrusión, se generó metamorfismo de contacto de poca a mediana escala, ya que es posible reconocer zonas marmolizadas en el área de estudio, concentrándose únicamente en la zona del tajo. En el gráfico 7.6b la zona de mármol ha sido exagerada con el propósito de denotar su presencia.

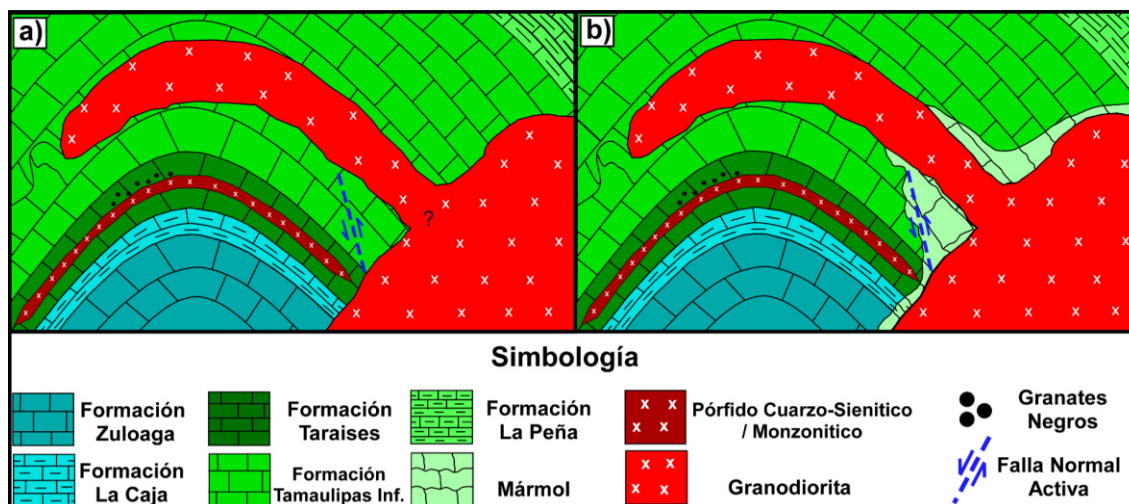


Figura 7.6.- Sección S-N del área de estudio sin escala, a) etapa de plegamiento y fallamiento por intrusión y b) metamorfismo de contacto. El signo "?" representa la incertidumbre del contacto entre el Sill Superior y el Lacolito Concepción del Oro.

2.- Metasomatismo

Después de la recrystalización impresa sobre la roca encajonante carbonatada, ocurrió una interacción entre fluidos de origen magmático provenientes del Lacolito Concepción del Oro con las rocas calcáreas de la Fm. Tamaulipas Inferior (**Figura 7.7**). Esta interacción trajo consigo una serie de reacciones metasomáticas que originaron la cristalización de granate y cuarzo de altas temperaturas (~457°C). Estos se ubican actualmente en el contacto Sill Superior – Cuerpo Mineralizado y su presencia denomina una zona de endoskarn de dimensiones aparentemente restringidas. Por otro lado, se presentan cristales diseminados y bandas de granate de tonalidad verde/marrón en los planos de las calizas de la Fm. Tamaulipas Inf., definiendo un área de exoskarn.

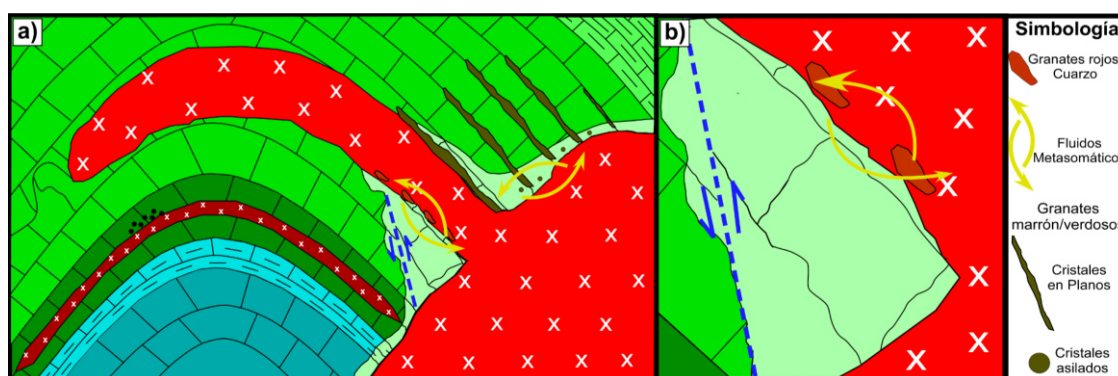


Figura 7.7.- Sección S-N del área de estudio sin escala que representa la etapa 2 de metasomatismo, generando la cristalización de granate y cuarzo de altas temperaturas. Resto de la simbología en el fig. 7.6.

3.- Depósito de Magnetita

Es durante esta etapa que se da la cristalización mayoritaria de la mena rico en hierro para el yacimiento Sol y Luna. El fluido de origen metasomático presenta condiciones retrógradas debido

al proceso de dilución, cambiando a un fluido hidrotermal el cual aprovechó el espaciado disponible generado por el fallamiento normal originado en la Etapa I. La forma mineral en la que se presenta el hierro para esta etapa es magnetita. Texturalmente en esta etapa se reconoce el intercrecimiento simultáneo annita y cuarzo junto con la mena de hierro. La temperatura promedio estimada para esta etapa ronda alrededor de los $\sim 287^{\circ}\text{C}$ (Figura 7.8).

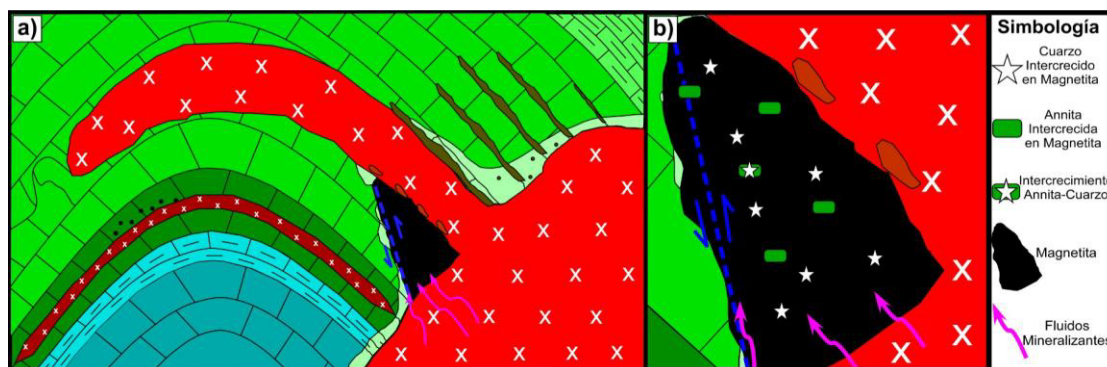


Figura 7.8.- Sección S-N del área de estudio sin escala que representa la etapa de deposición de magnetita con intercrecimientos de cuarzo y annita. Resto de la simbología en las fig. 7.6 y 7.7.

4.- Pirita Bandeada

Directamente en la mena de hierro se observa pirita con una marcada textura bandeada; con esto se infiere que durante esta etapa el fluido hidrotermal depositó paulatinamente mena y sulfuros de forma alternada, perdió fuerza durante la inyección y presentó características ligeramente parecidas a depósitos tipo manto, por lo cual la pirita presentó la facilidad para cristalizar en este arreglo. Este bandeamiento se presenta ligeramente basculado, con lo cual se relaciona con la actividad de la falla sobre el material de hierro relativamente dúctil recién depositado (Figura 7.9).

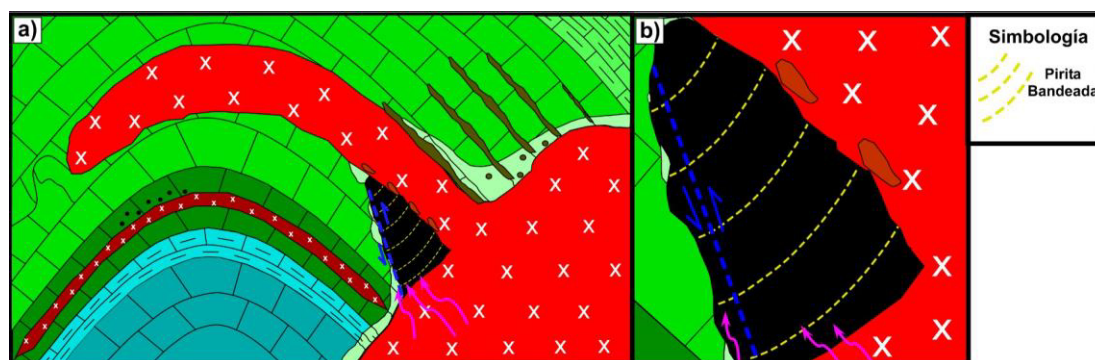


Figura 7.9.- Sección S-N del área de estudio sin escala que representa la etapa de deposición de pirita con una marcada textura bandeada. Resto de la simbología en las fig. 7.6 a 7.8.

5.- Generación de hematita

Se ha reportado que para el cuerpo magmático Concepción del Oro, se presentan rangos variables de asimilación de roca encajonante (Castro-Reino, 2004). Esto llevaría consigo variaciones en la adición de CO₂ provocando cambios en las condiciones de fO_2 del cuerpo intrusivo y por ende en los fluidos mineralizantes, con lo que se generó la depositación, aunque muy escasa de hematita de origen hipogénico en condiciones claramente retrógradas debido a dilución progresiva. Este proceso pudo verse en cierta medida beneficiado por una posible incursión de aguas subsuperficiales, que en interacción con los fluidos mineralizantes pudieron haber originado cambios en la fO_2 . Texturalmente se presenta intercrecimiento de calcita y prolongación de la cristalización de annita hasta esta etapa; es en base al primero de estos intercrecimientos que se infiere una temperatura de depositación de hematita de ~248°C. Así mismo se presenta la cristalización de dos grupos de granates 1) granate rojo de baja temperatura (282°C) cristalizado en el endoskarn y 2) granate amarillento de baja temperatura (~263°C) en el exoskarn observando en el interior del tajo. Este último se encuentra relacionado con epidota. Así mismo, aproximadamente en esta etapa se dio la cristalización aislada de una fase hidrotermal de condiciones epitermales (~274°C y 1.9 % NaCl eq.) la cual podría concentrar minerales metálicos de interés (**Figura 7.10**).

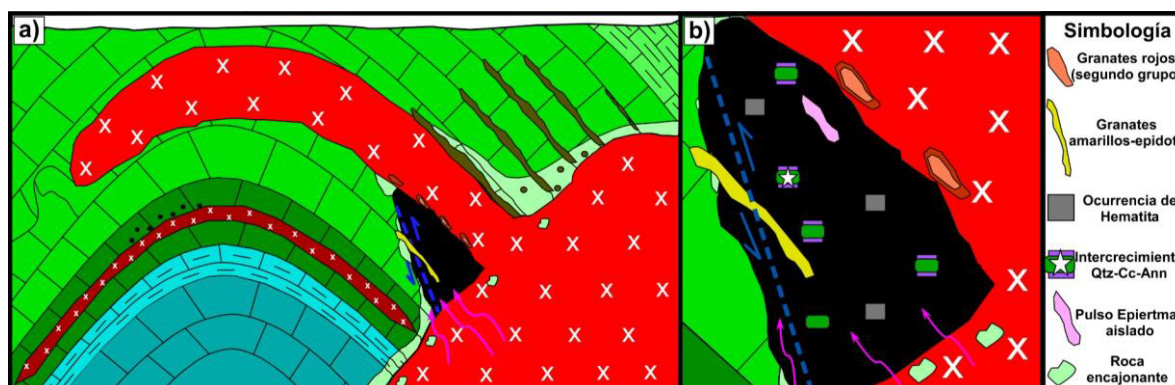


Figura 7.10.- Sección S-N del área de estudio sin escala que representa la etapa de depositación de hematita primaria así como la cristalización del evento epitermal aislado. Resto de la simbología en las fig. 7.6 a 7.9.

6.- Depositación Polimetálica

Durante esta etapa se dio una mayor actividad en la falla principal (E-W) al sur del tajo, lo que trajo consigo liberación de presión. Debido a esta despresurización del sistema el fluido hidrotermal presentó condiciones de ebullición (~175°C y 15.4 % NaCl eq.), en el cual una fase rica en vapor es separada generando así un nuevo fluido mineralizante que trajo consigo la depositación de minerales ricos en metales base (calcopirita, esfalerita, tetrahedrita, sulfosales de bismuto de Cu)

y preciosos (sulfosales de bismuto de Cu-Ag y oro nativo), en rellenos carbonatados y silíceos (**Figura 7.11**). Así mismo, durante esta etapa se presenta una alteración argílica intermedia en el Sill Superior producto de los fluidos hidrotermales ácidos desprendidos desde el lacolito así mismo generada por un autohidrotermalismo. Cristaliza montmorillonita, paligorskita y esmectita en dicho cuerpo y cristales diseminados de epidota, así como en los planos de discontinuidad de los estratos de la Fm. Tamaulipas Inferior en los cuales acompaña a los granates mencionados anteriormente. Es durante esta etapa que se presenta la evolución de un yacimiento de skarn de hierro típico a uno de tipo polimetálico descrito durante el apartado de Evolución del Sistema Hidrotermal.

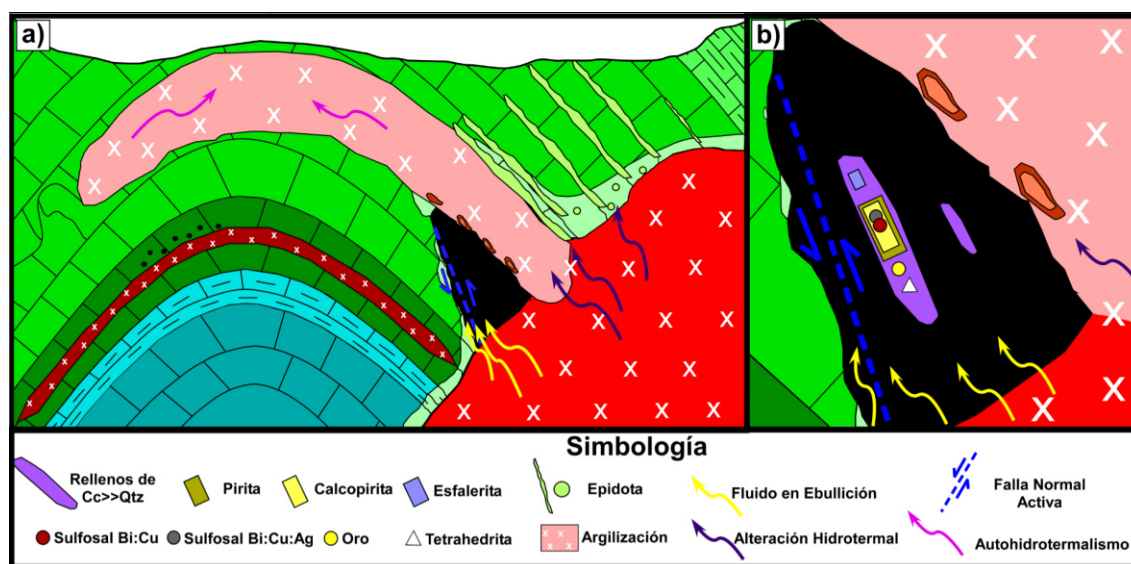


Figura 7.11.- Sección S-N del área de estudio sin escala que representa la etapa de Ebullición (*Boiling*) con deposición de metales base y preciosos ligado a una distintiva alteración argílica intermedia en el Sill Superior. Resto de la simbología en las fig. 7.6 a 7.10.

7.- Alteración Retrograda Tardía

Esta etapa representa el final del sistema hidrotermal responsable de la mineralización para el área Sol y Luna. Se generó a temperaturas bajas de ~163°C y es producto de la dilución (Dilución II) del fluido generado durante la ebullición. Esto generó el depósito de ankerita-calcita-cuarzo de baja temperatura, así como la Veta Verdosa y el Jaspe Bandeado, cuerpos ligados enteramente a la zona de la falla normal. Estos aprovecharon el espaciado disponible y denotan la tendencia de esta importante discontinuidad. Durante esta etapa se presentan los vestigios de los esfuerzos extensionales generados por la cristalización total del Lacolito Concepción del Oro y/o esfuerzos regionales, ya que se presenta fracturamiento en cristales de cuarzo que atestiguan la cristalización ligada a sometimientos de esfuerzos, lo cual, a su vez, es respaldado por texturas tipo *cuarzo plumoso* que atestiguan las condiciones variantes de presión durante su cristalización (**Figura 7.12**).

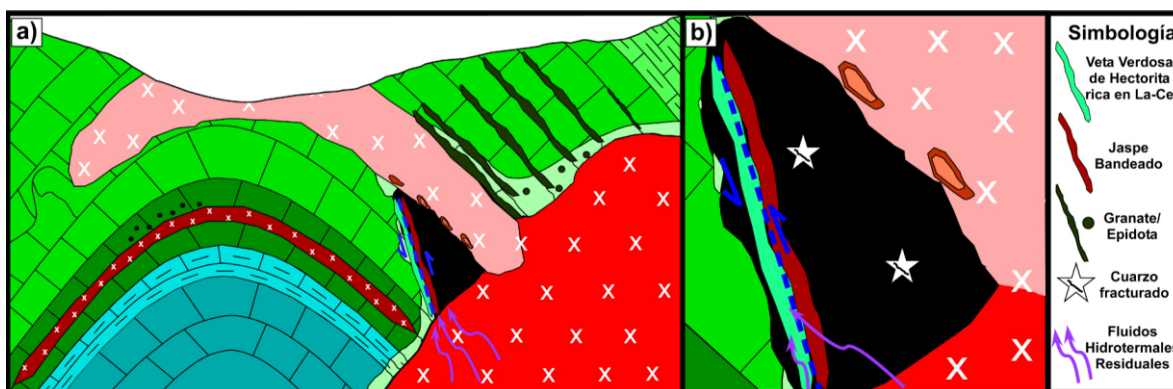


Figura 7.12.- Sección S-N del área de estudio sin escala que representa la etapa de hidrotermalismo más tardío con la cristalización de jaspe bandedo y la veta verdosa. El cuarzo fracturado indica que el deposito cristalizó bajo sometimiento de esfuerzos durante esta etapa. Resto de la simbología en las fig. 7.6 a 7.11.

8.- Alteración Supergénica

Al quedar el cuerpo mineralizado exhumado debido a la eliminación total de la cobertura litológica superior, se produjo una ligera alteración supergénica sobre las fases metálicas precipitadas con anterioridad. Los minerales ricos en hierro se degradan a hematita, maghemita, goethita y ferrihidrita, mientras que la calcopirita se enriquece en Cu y pasa a convertirse parcialmente a covellina y malaquita. Por otro lado, es posible llegar a identificar pirolusita. Así mismo el Sill Inferior presenta una marcada alteración sericitica debido a la meteorización y reemplazamiento de feldespatos por arcillas de grano muy fino, observado de igual manera, aunque de manera más escasa en el Lacolito Concepción del Oro (**Figura 7.13**).

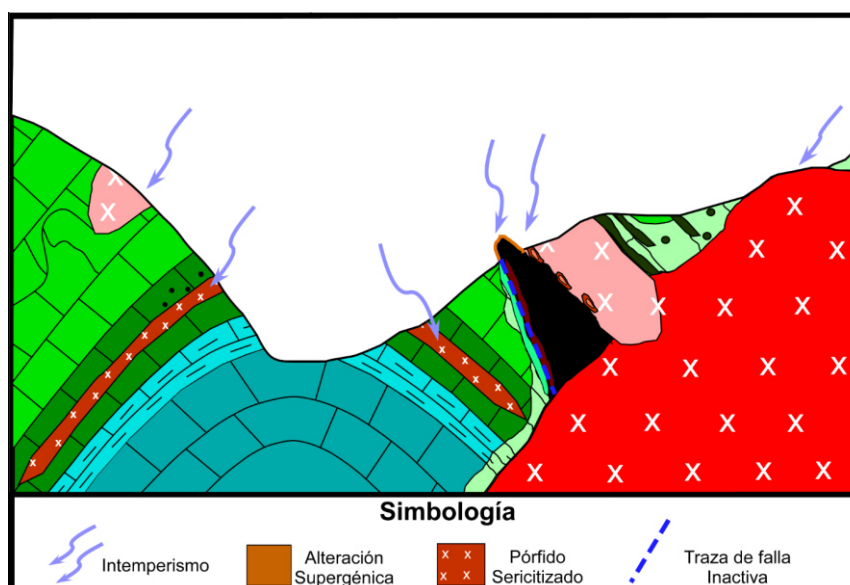


Figura 7.13.- Sección S-N del área de estudio sin escala que representa la etapa de alteración Supergénica en el yacimiento con la generación principalmente de hematita, maghemita covellina e oxhidroxidos de hierro en la estructura mineralizada y sericitita en los cuerpos magmáticos, principalmente en el Sill Inferior. Resto de la simbología en las fig. 7.6 a 7.12.

Capítulo VIII Conclusiones

En el área Sol y Luna las rocas carbonatadas de la Fm. Tamaulipas Inferior alojan exclusivamente a la mineralización de hierro, metales base y preciosos. La estructura mineralizada consiste de un cuerpo de apariencia vertical con comportamiento híbrido debido a su contacto concordante con el Sill Superior y una marcada discordancia con las calizas de la Fm. Tamaulipas Inferior en su lado opuesto, describiendo una morfología tipo Chimenea de apariencia lenticular alargada en vista de planta. Los fluidos mineralizantes aprovecharon en primera instancia el espaciado disponible por la falla ubicada inmediatamente en la parte sur del tajo. Las rocas ígneas asociadas al depósito presentan generalmente una composición intermedia a ligeramente ácida, las cuales han sido generados probablemente en un ambiente post-orogénico en etapas menguantes de subducción a partir de la fusión parcial de la corteza inferior-superior.

Sol y Luna comparte características afines a yacimientos tipo skarn: (1) Estructura mineralizada tipo chimenea, (2) Presencia de calcosilicatos (granate, piroxeno, wollastonita, epidota, biotita, turmalina, anfíbol, clorita) dentro del cuerpo mineralizado, así como en las rocas encajonantes, (3) Composición geoquímica de mena de hierro típica para un depósito tipo skarn, observada en los diagramas $Ni / (Cr + Mn)$ vs. $Ti + V$ y $Ca + Al + Mn$ vs. $Ti + V$ (4) Granates de composición andradita-grosularia similar con los de mineralizaciones de skarn de hierro y (5) Desarrollo de eventos de alteración progradada de alta temperatura y alteraciones retrogradadas de más bajas temperaturas.

Por otro lado, el depósito Sol y Luna presenta rasgos que pueden llegar a ser similares a los observados en los yacimientos tipo IOCG: (1) Presencia ligera a moderada de cristales de apatito cristalizados directamente en la mena de hierro así como en fases minerales de relleno dentro de la misma, (2) Fases minerales y contenidos de elementos de las tierras raras (La-Ce) asociados al depósito mineral y (3) Emplazamiento de la mineralización en condiciones extensionales.

Mineralógicamente se presentan zonas con características de endoskarn y exoskarn. El primero de estos cristaliza como un cuerpo compuesto predominantemente por granate y cuarzo, dentro del Sill Superior y en el contacto de este último con el cuerpo mineralizado. Mientras que el exoskarn se compone de cuerpos ricos en granate, diópsido, wollastonita y epidota, presentes en los planos de estratificación de la Fm. Tamaulipas Inferior en el área interior Tajo y en las calizas de la Fm. Teraises, así como un ensamble representado por granate-anfíbol-clorita-annita-dravita dentro de la estructura mineralizada.

A través del estudio microtermométrico de inclusiones fluidas se pueden describir las siguientes características: (1) Fluido de origen metasomático con temperaturas de 457°C y salinidad de 11.97 % NaCl eq. y valores de fO_2 alrededor de -20, que trajo consigo la precipitación de la fase progradada del skarn; granate (andradita-grosularia) diópsido, wollastonita y cuarzo, (2) Mezcla entre el fluido anterior y una posible componente de menor temperatura y salinidad que generó una marcada dilución, mecanismo responsable de la precipitación de la mena de hierro primeramente en forma de magnetita en etapas retrógradas a una Th promedio de ~287°C y salinidad de ~11% NaCl eq. Apatito, pirita, annita, dravita, cuarzo y calcita forman parte de esta etapa, (3) Alternancia entre magnetita y hematita producto de ligeros cambios en la fO_2 (con variaciones entre -29 y -35) debido a la incorporación de CO_2 a la fuente. Esta hematita de origen hipogénico se dio a una Th promedio de ~249°C y salinidad de 8.4%NaCl eq., (4) Ebullición a una Th promedio de ~176°C y salinidad de ~15.4% NaCl eq. Mecanismo generado por despresurización relacionada a la falla en la parte sur inmediata al tajo y responsable de la precipitación de minerales como calcopirita, tetrahedrita, esfalerita, sulfosales de Bi de Cu, Cu-Ag y Pb, así como oro nativo en rellenos de calcita y cuarzo y (5) Dilución final y consumación del sistema hidrotermal a una Th promedio de ~163°C y salinidad de ~5.7%NaCl eq. que trajo consigo la cristalización de calcita, cuarzo, ankerita y más tardíamente montmorillonita, paligorskita, hectorita y jaspe.

Es posible identificar la presencia de alteraciones hidrotermales de alta temperatura como turmalinización y actinolización traslapadas por alteraciones de más baja temperatura de tipo propilítica con zonas de cloritización (clinocloro) y ankeritización, esta última representaría las últimas y más bajas concentraciones de hierro disponible en el sistema hidrotermal. Estos ensambles llegan a presentar una sobreimpresión de alteraciones de muy baja temperatura tales como argílica intermedia (montmorillonita-paligorskita), argílica de baja temperatura (arcillas amorfas: hectorita) y silicificación (jaspe bandeado).

Conjuntando todo lo anteriormente mencionado, se concluye que el depósito Sol y Luna puede ser considerado como un skarn cálcico de hierro con una ligera componente IOCG, que evoluciona a un skarn polimetálico de metales base y preciosos. Así mismo, la roca encajonante podría denominarse como una caliza ligeramente impura debido a la cristalización de minerales típicos de rocas con contenidos magnesianos tales como diópsido y dravita (turmalina rica en Mg). La fuente de aporte de soluciones metasomático-hidrotermales fue el Lacolito Concepción del Oro.

Bibliografía

- Álvarez, M. J. (1961):** Provincias fisiográficas de la República Mexicana: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 24, 5 20 pp.
- Anderson, T.H., Jones, N.W., McKee, J.W. (2005):** The Taray Formation: Jurassic(?) mélange in northern Mexico—Tectonic implications, in Anderson, T.H., et al., eds., The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives: Geological Society of America Special Paper, v. 393, 427–455pp.
- Anderson, T.H., McKee, J.W., Jones, N.W. (1990):** Jurassic(?) melange in north-central Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 22, (3), 3pp.
- Aranda-Gómez, J. J., Henry, C. D., Luhr, J. (2000):** Evolución tectonomagmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v.53(1), 59-71pp.
- Aranda-Gómez, J.J., Molina-Garza, R., McDowell, F.W., Vasallo-Morales, L.F., Ortega-Rivera, M.A., Solorio-Munguía, J.G. Aguilón-Robles, A. (2007):** The relationships between volcanismo and extension in the Mesa Central: the case of Pinos, Zacatecas, Mexico. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v.24, 216-233pp.
- Balderas-Toral, R. (2006):** Isostasia y la estructura cortical en el margen continental del occidente del Golfo de México. Tesis de Maestría, CICESE. 93 pp.
- Barboza-Gudiño, J.R., Zavala-Monsiváis, A., Venegas-Rodríguez, G., Barajas-Nigoche, L.D. (2010):** Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico: Tectonic setting and provenance. Geosphere, v.6, No. 5, 621-640pp.
- Barboza-Gudiño, J. R., Ramírez – Fernández J. A., Torres – Sánchez S. A., Valencia V. A. (2011):** Geocronología de circones detríticos de diferentes localidades del Esquisto Granjeno en el noreste de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v.63, (2), 201-216pp.
- Barton, P.B., Philip, Jr., Bethke, M. (1987):** Chalcopyrite disease in sphalerite: Petrology and epidemiology. American Mineralogist, v.72, 451-467pp.
- Bergeat, A. (1910):** La granodiorita de Concepción del Oro en el estado de Zacatecas y sus formaciones de contacto. Boletín del Instituto de Geología de México, v. 27, 1–26pp
- Bodnar, R.J. (1993):** Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. Geochimica et Cosmochimica Acta. V.57, 683-684pp.
- Bodnar, R.J. (2003):** Reequilibration of fluid inclusions. En Samson, I.; Anderson, A.; y Marshall, D. (Eds.). Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. Mineralogical Association of Canada, short Course Series Vol. 32, 213-231.
- Boynton, W. (1984):** Cosmochemistry of the rare earth elements: The dilemma meteorite studies. In Henderson, P. (ed) Rare Earth Element Geochemistry, 63–114pp.
- Browne, P.R.L. (1970):** Hydrothermal alteration as an aid in investigating geothermal fields. Geothermics v.2, 564-570pp.
- Burckhardt, C. (1906a):** Géologie de la sierra de Concepción del Oro. X Congreso Geológico Internacional, Guía de excursión, 24 pp.
- Burckhardt, C. (1906b):** Géologie de la sierra de Mazapil et Santa Rosa. X Congreso Geológico Internacional, Guía de excursión, 40 pp.
- Burckhardt, C. (1907):** Sobre las rocas fosforíticas de las Sierras de Mazapil y Concepción del Oro, Zacatecas Parergones, Instituto de Geología de México, 2(1), 63–67 pp.
- Burkart, J. (1836):** Aufenthalt und Reisen in Mexico in den Jahren 1825 bis 1834, v. 2, Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagshandlung.
- Buseck, P. (1962):** Contact metasomatic deposit at Concepcion del Oro, Mexico; Tem Piute, Nevada and Silver Bell, Arizona. Doctoral Thesis, University of Columbia, 254 pp.
- Buseck, P. (1966):** Contact metasomatism and ore deposition: Concepción del Oro. Economic Geology, v. 61, 97-136 pp.
- Campa, U. M. F., Coney, P. J. (1983):** Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in Mexico. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, 1040-1051pp.
- Camprubí, A., Ferrari, L., Cosca, M.A., Cardellach, E., Canals, À. (2003):** Ages of epithermal deposits in Mexico: Regional significance and links with the evolution volcanism: Economic Geology, v. 98, 1029–1037pp.
- Camprubí, A., Albinson, T. (2006):** Depósitos epitermales en México: of Tertiary Actualización de su conocimiento y reclasificación empírica: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 58, 27–81 pp.
- Camprubí, A., Albinson, T. (2007):** Epithermal deposits in México—an update of current knowledge, and an empirical reclassification: Geological Society of America Special Paper, v. 422, 377–415pp.
- Camprubí, A. (2009):** Major metallogenic provinces and epochs of Mexico: SGA News, v. 25, 1–20pp.
- Camprubí, A. (2010):** Criterios para la exploración minera mediante microtermometría de inclusiones fluidas. Bol. Soc. Geol. Mex. V.62, 25 42pp
- Camprubi, A. (2013):** Tectonic and metallogenic history of Mexico. Society of Economic Geologists, Inc.: Especial Publications v. 17, 201-243 pp.

- Camprubí, A., González-Partida, E. (2015):** Mesozoic magmatic-hydrothermal iron oxide deposits (IOCG "clan") in Mexico: A Review. *Ore Geology Reviews* 12pp.
- Camprubí, A., González-Partida, E., Valencia, V.A., Barra, F. (2015):** Geochronology of Mexican mineral deposits. I: The San Martín polymetallic skarn, Zacatecas. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 67, 119-122pp.
- Canet, C., Camprubí, A., González-Partida, E., Linares, C., Alfonso, P., Piñeiro-Fernández, F., Prol-Ledesma, R.M., ANET, C. (2009a):** Mineral assemblages of the Francisco I. Madero Zn-Cu-Pb-(Ag) deposit, Zacatecas, Mexico: Implications for ore deposit genesis. *Ore Geology Reviews*, v. 35, 423-435 pp.
- Canet, C., Camprubí, A., González-Partida, E., Linares, C., Alfonso, P., Piñeiro-Fernández, F., Prol-Ledesma, R.M. (2009b):** Mineral assemblages of the Francisco I. Madero Zn-Cu-Pb-(Ag) deposit, Zacatecas, Mexico: Implications for ore deposit genesis. *Ore Geology Reviews*, Elsevier. 423-435pp.
- Canet, C., Arana, L., González-Partida, E., Pi, T., Prol-Ledesma, R.M., Franco, S.I., Villanueva-Estrada, R.E., Camprubí, A., Ramírez Silva, G., López-Hernández, A. (2010):** A statistics-based method for the short wave infrared spectral analysis of altered rocks: An example from the Acoculco Caldera, Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *J. Geochem. Explor.* V. 105, 1-10pp.
- Canet, C., González-Partida, E., Camprubí, A., Castro-Mora, J., Martín-Romero, F., Prol-Ledesma, R.M., Linares, C., Romero Guadarrama, J.A., Sánchez-Vega, L. (2011):** The Zn-Pb-Ag skarns of Zacatepec, Northeastern Oaxaca, Mexico: A study of mineral assemblages and ore-forming fluids. *Ore Geology Reviews*, v.39, 277-290pp.
- Canet, C., Hernández-Cruz, B., Jiménez-Franco, A., Pi, T., Peláez, B., Villanueva-Estrada, R.E., Alfonso, P., González-Partida, E., Salinas, S. (2015):** Combining ammonium mapping and short-wave infrared (SWIR) reflectance spectroscopy to constrain a model of hydrothermal alteration for the Acoculco geothermal zone, Eastern Mexico. *Geothermics* 53, v.154-165pp.
- Collins, A.C. (2010):** Mineralogy and Geochemistry of Tourmaline in contrasting hydrothermal systems: Copiapó area, northern Chile. Tesis de maestría. Universidad de Arizona. 225pp.
- Casas-García, R., Ramírez-Fernández, J.A., Rodríguez-Díaz, A. (2014):** Revisión sobre el origen de los depósitos de óxidos de Fe-Ti y apatito (nelsonitas), usos del Titanio y sus perspectivas: Caso de estudio Cd. Victoria, Tamaulipas. *Geomimet*, v. 309, 33-40pp.
- Castro-Dorado, A. (1989):** Petrografía básica: Texturas, clasificación y nomenclatura de rocas, Ed. Paraninfo, Madrid, 14pp.
- Castro-Reino, S. F. (2004):** Intrusion-related mineralization in the central sector of the Sierra Madre Oriental, Mexico [PhD] University of Arizona, 400 pp.
- Carew, M.J. (2004):** Controls on Cu-Au mineralisation and Fe oxide metasomatism in the Eastern Fold Belt, N.W. Queensland, Australia: Unpub. Ph.D. thesis, James Cook University, 308 pp.
- Carriedo, J., Tornos, F., Velasco, F., Terrón, A. (2006):** Mineralizaciones de magnetita asociadas a skarns y bandas de cizalla: La mina de Cala (Huelva). *Geogaceta*, v. 40, 235-238pp.
- Centeno-García, E., Silva-Romo, G. (1997):** Geology, geochemistry, and tectonic evolution of central Mexico during Mesozoic time. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Instituto de Geología UNAM, v. 14, (2), 244-260pp.
- Centeno-García, E. (2005):** Review of Upper Paleozoic and Lower Mesozoic stratigraphy and depositional environments of central and west Mexico: Constraints on terrane analysis and paleogeography, in Anderson, T.H., et al., eds., *The Mojave Sonora Megashear Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives: Geological Society of America Special Paper*, v. 393, 233-258pp.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M., Talavera-Mendoza, O. (2008):** The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. *The Geological Society of America, Special Paper*, v.436, 279-308pp.
- Centeno-García, E., Busby, C., Busby, M., Gehrels, G. (2011):** Evolution of the Guerrero composite terrane along the Mexican margin, from extensional fringing arc to contractional continental arc. *Geological Society of America Bulletin*, v.457, 294-322pp.
- Charlier, B., Sakoma, E., Sauvé, M., Stanaway, K., Vander, J., y Duchesne, J.C. (2008):** The Grader layered intrusion (Havre -Saint-Pierre Anorthosite, Quebec) and genesis of nelsonite and other Fe-Ti-P ores, *Lithos* 101,359-378 pp.
- Chávez-Cabello, G. (2005):** Deformación y magmatismo cenozoicos en el sur de la Cuenca de Sabinas. Tesis de Doctorado, Centro de Geociencias, UNAM. 266 pp.
- Chávez-Cabello, G., Lozano-Serna, J., Medina-Ferrusquia, H., Valencia- Moreno, M., Velasco-Tapia, F., Montalvo Arrieta, J.C., Yutsis, V., Navarro-De León, I. (2007):** Cartografía e historia de emplazamiento del complejo intrusivo El Peñuelo, en los límites de los estados de Zacatecas, San Luis Potosí, Coahuila y Nuevo León: *Geos*, v. 27, 57 pp.
- Clark, K.F., Carrasco, M.L., Damon, P.E., Sandoval, H. (1977):** Posición estratigráfica y distribución en tiempo y espacio de mineralización en la provincia de la Sierra Madre Occidental, en Durango, México: Pachuca, Hidalgo, Consejo de Recursos Minerales, Unpublished report, 48 pp.
- Clark, K.F., Damon, P.E., Schutter, S.R., Shaffiqullah, M. (1979):** Magmatismo en el norte de México en relación a los yacimientos metalíferos, in AIMMGM Memoria Técnica XIII: México, D.F., Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México (AIMMGM), 8-57pp.

- Clark, K.F., Foster, C.T., Damon, P.E. (1982):** Cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatic arcs in Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 93, 533–544pp.
- Clark, R.N., King, T.V.V., Klejwa, M., Swayze, G.A., Vergo, N. (1990):** High spectral resolution reflectance spectroscopy of minerals. Journal of Geophysical Research, v. 95, 12653–12680pp.
- Clark, K.F., y Fitch, D.C. (2009):** Evolución de depósitos metálicos en tiempo y espacio en México, Geología económica de México, II edición: Pachuca, Hidalgo, Servicio Geológico Mexicano, pp. 62–133.
- Coney, P. J. (1983):** Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Norte, América del Sur y el Caribe. Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, 6-15pp.
- Cooke, D.R., Hollings, P., Walshe, J.L. (2005):** Giant Porphyry Deposits: Characteristics, Distribution, and Tectonic Controls. Economic Geology, v. 100, 801–818pp.
- Corona-Esquivel, R., Trittla, J., Camprubí, A., González-Partida, E., Levresse, G., Carrillo-Chávez, A., Gómez, A. (2003):** Revisión sobre el conocimiento de los yacimientos de hierro del norte de México. XXV Convención Internacional Acapulco, Guerrero (AIMMG). 5pp.
- Corona-Esquivel, R., Trittla, J., Levresse, G. (2007):** Presence of two Phanerozoic IOCG belts in México: geological framework and general characteristics. Proceedings of the Ninth Biennial SGA, Dublin 2007. 1343–1346pp.
- Craig, J.R., Vaughan, D.J. (1994):** Ore Microscopy and Ore Petrography, 2a ed. Wiley Interscience, New York.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., Clark, K.F. (1980):** Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization in Mexico: Pachuca, Hidalgo, Consejo de Recursos Minerales, Unpublished report, 44 pp.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., Clark, K.F. (1981):** Evolución de los arcos magmáticos en México y su relación con la metalogénesis: Revista del Instituto de Geología U.N.A.M., v. 5, 131–139 pp.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., Clark, K.F. (1983):** Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization of Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 29, 1052–1071pp.
- Darling, R.S., y Florence, F. (1995):** Apatite Light Rare Earth Element chemistry of the Port Leyden Nelsonite, Adirondack Highlands, New York: Implications for the origin of nelsonite in anorthosite suite rocks, Economic Geology, v. 90, 964–968 pp.
- De la Garza-Grimaldo, M. (2010):** Estudio petrográfico y geoquímico de la parte sur del Intrusivo Rocamontes. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, 103 pp.
- Delgado-García, S., Morales-Acosta, G. (2010):** Cartografía y análisis estructural del Intrusivo Rocamontes, Coahuila y Zacatecas, México. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, 151 pp.
- De Cserna, Z. (1956):** Tectónica de la Sierra Madre Oriental, entre Torreón y Monterrey, 20th Congreso Geológico Internacional Mexico, 87pp.
- De Cserna, Z. (1989):** An outline of the geology of Mexico, in Bally, A.W., and Palmer, A.R., eds., The Geology of North America An overview. Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America, v. A, 23–264pp.
- Díaz-Salgado, C., Centeno-García, E., Gehrels, G. (2003):** Stratigraphy, depositional environments, and tectonic significance of the Taray Formation, northern Zacatecas state, Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 35, (4), 71pp.
- Dickinson, W. R., Lawton, T. F. (2001):** Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. Geological Society of America Bulletin, v. 113, (9), 1142–1160pp.
- Dill, H.G., (2010):** The “chessboard” classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminum to zirconium. Earth-Science Reviews, Elsevier. v.100, 1–420pp.
- Dupuis, C., Beaudoin, G. (2011):** Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types. Miner Deposita, Springer-Verlag, v.46, 319 – 335pp.
- Einaudi, M.T., Meinert L.D., Newberry, R.J. (1981):** Skarn deposits. Economic Geology 75th Anniv Vol, 317–391pp.
- Einaudi, M.T. (1982):** Description of skarns associated with porphyry copper plutons. In: Titley SR (ed) Advances in geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America. University of Arizona Press, Tucson, 139–184 pp.
- Einaudi, M.T., Burt DM (eds) (1982):** A special issue devoted to skarn deposits – Introduction, terminology, classification and composition of skarn deposits. Economic Geology v. 77, 4pp.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, M., y Marrett, R. (2000):** Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v.LIII, 1–26pp.
- Eugster, H.P., Wones, D.R. (1962):** Stability relations of the ferruginous biotite, annite. Journal of Petrology, v.3, 82–125pp.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S. (2005):** Magmatismo y tectónica de la Sierra Madre Oriental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen conmemorativo del Centenario. 343–378pp.
- Ferrer-Parra, V., (2015):** Mineralización de sulfuros vulcanogénicos alojados en el sub-terreno Teloapan: área Tonatico-Zacualpan, Edo. De México. Tesis de Maestría, UNAM, 85pp.
- Flores-Reyes, T. (1950):** Geologic and structural environment of the iron ore deposits of Mexico. Economic Geology, v.

- 45,105-126pp.
- Fooses, M.P., Grauch, V.J.S. (1995):** Low-Ti iron oxide Cu-U-Au deposits (models 25i ad 29 b; Cox, 1986 s, b), en du Bray (ed), Preliminary compilation of descriptive geoenviromental deposit models: U.S.G.S. Open File 95 831 pp.
- Fortunato, K. S. (1982):** Depositional framework of the La Casita Formation (Upper Jurassic–lowermost Cretaceous) near Saltillo, Coahuila, Mexico: Master’s thesis, University of New Orleans, 198 pp.
- Fowler, M., Henney, P. (1996):** Mixed Caledonian Appinite magmas: Implications for lamprophyre fractionation and high Ba-Sr granite genesis. Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 126(1), 199–215pp.
- Fowler, M., Henney, P., Darbyshire, D., Greenwood, P. (2001):** Petrogenesis of high Ba–Sr granites: the Rogart pluton, Sutherland. Journal of the Geological Society, v.158(3), 521–534pp.
- Fowler, M., Kocks, H., Darbyshire, D., Greenwood, P. (2008):** Petrogenesis of high Ba-Sr plutons from the Northern Highlands terrane of the British Caledonian Province. Lithos, v.105(1-2), 129–148pp.
- Franchini, M.B. (1992):** Las rocas intrusivas del cerro Caicayén, Provincia del Neuquén y su relación con las manifestaciones de hierro en skarns. Revista de la Asociación Geológica Argentina, v.47, 399–408pp.
- Frietsch, R. (1978):** On the Magmatic Origino of Iron Ores of the Kiruna Type. Economic Geology, v. 73, 478–485pp.
- Frietsch, R., y Perdahl, J.A. (1995):** Rare earth elements in apatite and magnetite in Kiruna-type iron ores and some other iron ore types. Ore Geology Reviews, v.9, 489–510pp.
- García-Lozano, G.A. (2013):** Mineralización de hierro El Volcán, Sonora: un posible ejemplo de depósito tipo Kiruna. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL. 77pp.
- Goldhammer, R.K., Lehmann et al., P.J., Todd, R.G., Wilson, J.L., Ward, W.C., Johnson, C.R. (1991):** Sequence stratigraphy and cyclostratigraphy of the Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of North America Special Paper, v.340, 1-58 pp
- Goldhammer, R.K. (1999):** Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast of Mexico, in Bartolini, C., Wilson J.L., and Lawton, T.F., eds., Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North Central Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of North America Special Paper, v.340, 1-58 pp.
- Goldhammer, R. K., and Johnson, C. A. (2001):** Middle Jurassic–Upper Cretaceous Paleogeographic evolution and sequence stratigraphic framework of the northwest Gulf of México rim, in: Bartolini, C., Buffler, R. T., and Cantú-Chapa, A., eds., The western Gulf of México Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems.: American Association of Petroleum Geologists Memoir, v.75, 45–81pp.
- Goldstein, R.H. (2003):** Petrographic analysis of fluid inclusions. In I. Samson, A. Anderson, & D. Marshall, eds. Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. Mineral. Assoc. Can., Short Course Ser. V.32, 9–53pp.
- Gómez-Alejandro, C., González-Aguilar, J. (2010):** Análisis temporal y estructural, mecanismos de ascenso y emplazamiento del intrusivo Concepción del Oro, Zacatecas. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, 142 pp.
- González-García, R. (1976):** Bosquejo Geológico de la Zona Noreste: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 28, (1–2), 1–50pp.
- González-Guzmán, R. (2009):** Estudio petrográfico y geoquímico del intrusivo El Peñuelo (Coahuila, Nuevo León, San Luis Potosí y Zacatecas). Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, 137 pp.
- González-Guzmán, R. (2011):** Origen y Evolución Magmática del Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro. Tesis de Maestría, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL. 190 pp.
- González-Partida, E., Torres-Rodríguez, V. (1988):** Evolución tectónica de la porción centro-occidental de México y su relación con los yacimientos minerales asociados: Geofísica Internacional, v. 27, 543–581pp.
- González-Reyna, A. J. (1956):** Riqueza minera y yacimientos minerales de México: México, D.F., Banco de México, S.A., 3a. Edición, 497 pp.
- González-Sánchez, F., Puente-Solís, R., González-Partida, E., Camprubí, A. (2007):** Estratigrafía del Noreste de México y su relación con los yacimientos estratoligados de fluorita, barita, celestina y Zn-Pb: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 59, 43–62pp.
- Gorton, M.P., y Shandl. E.S. (2000):** From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. Canadian Mineralogist, v.38, no. 5, 1065–1073pp.
- Gow, P.A., Wall, V.J., Oliver, N.S., Valenta, R.K. (1994):** Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits: Further evidence of hydro thermal origins: Geology, v. 22, 633–636 pp.
- Gray, G.G., Lawton, T.F. (2011):** New constraints on timing of Hidalgoan (Laramide) deformation in the Parras and La Popa basins, NE Mexico. Boletín de la Sociedad Geologica Mexicana, v. 63, 333–343pp.
- Guzmán, J. E. y De Cserna Z. (1963):** Tectonic history of Mexico, in Backbone of the Americas–Tectonic History a Symposium: American Association Petroleum Geologists, Memoir, (2), 113–129pp.
- Hass, J.L. Jr. (1971):** Tehe effect to salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. Economic Geology. V.66, 940–946pp.
- Hedenquist, J.W., Henley, R.W. (1985):** The importance of CO₂ on freezing point measurements of fluid inclusions: Evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposition. Economic Geology, v.80, 1379–1406pp.

- Hernández-Pérez, I., Vélez-López, J., Pascacio-Toledo, R. (1997):** Texto guía Carta Magnética de Campo Total Concepción del Oro. G14-10. (Escala 1:250000). Consejo de Recursos Minerales, 27 pp.
- Henley, R. W., Ellis, A. J. (1983):** Geothermal systems ancient and modern: a geochemical review. *Earth-science reviews*, v.19, (1), 1-50pp.
- Henríquez, F., Martín, R. (1978):** Crystalgrowth textures in magnetite flows and freeder dykes, El Laco, Chile. *Canadian Mineralogist*, v.16, 581-589pp.
- Henry, D.J., Kirkland, B.L. & Kirkland, D.W. (1999):** Sector-zoned tourmaline from the cap rock of a salt dome. *Eur. J. Mineral.* v.11, 263-280pp.
- Henry, C. D., McDowell, F. W., Silver, L. T. (2003):** Geology and geochronology of the granitic batholithic complex, Sinaloa, México: Implications for Cordilleran magmatism and tectonics: *Geological Society of America Special Paper*, v.374, 237-274pp.
- Hitzam, W.H., Oreskes, N., Einaudi, M.T. (1992):** Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits: *Precambrian Research*, v. 58, 241-287 pp.
- Holtstam, D., Andersson, U.B. (2007):** The REE minerals of the Bastnäs-type deposits, South-Central Sweden. *Canadian Mineralogist*, v.45, no.5, 1073-1114pp.
- Hou, X., Jones, B. (2000):** Inductively coupled plasma/optical emission spectrometry. *Encyclopedia of Analytical Chemistry*, 9468-9485pp.
- Humphrey, W. E. (1956):** Tectonic framework of northeast Mexico: *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, v. 6, 25-35pp.
- Hunt, G. R., Salisbury, J.W. (1970):** Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks, I. Silicate minerals. *Modern Geology* v.1, 283-300.
- Imlay, R. W. (1936):** Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico, part IV, geology of the western part of the Sierra de Parras: *Geological Society of America Bulletin*, v. 47, 1091-1152pp.
- Imlay, R. W. (1937):** Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico. *Parras – Geological Society of America Bulletin*, v. 48, 587 – 630pp.
- Imlay, R. (1938):** Studies of the Mexican geosyncline. *Geological Society of America Bulletin*, v. 49(11), 1651-1694pp.
- Irvine, T., Baragar, W. (1971):** A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v.8(5), 523-548pp.
- Jansson, N.F., Allen, R.L. (2012):** Timing and setting of skarn and iron oxide formation at the Småltarmossen calcic iron skarn deposit, Bergslagen, Suecia. *Miner Deposita*. 27pp.
- Jasso-Saldaña, J. (2010):** Estudio petrográfico y geoquímico de la parte norte del Intrusivo Rocamontes. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, 100 pp.
- Jones, S., Herrmann, W., Gemmel, J.B. (2005):** Short wavelength infrared spectral characteristics of the HW h implications for exploration in the Myra Falls Volcanic-Hosted Massive Sulfide Camp, Vancouver Island, British Columbia, Canada. *Economic Geology*, v. 100, 272-294pp.
- Keppie, J., Ortega-Gutiérrez, E. (1995):** Provenance of Mexican terranes: isotopic constraints. *International Geology Review*, v.37(9), 813-824pp.
- Keppie, D. (2004):** Terranes of Mexico Revisited: A 1.3 Billion Year Odyssey. *International Geology Review*, v. 46, 765 – 794pp.
- Klein, C. (2005):** Some Precambrian Banded iron-formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. *American Mineralogist*, v. 90, 1473-1499pp.
- Krieger, P. (1940):** Bornite-Klaprotholite relations at Concepción del Oro, Mexico. *Economic Geology*, 35(6), 687-697 pp.
- Lanfranchini, M.E. (2004):** Caracterización geológica del skarn “El Abuelo” Alto Río Senguerr, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v.59, 685-692pp.
- Lawlor, P., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K., Ochoa-Camarillo, H., López, R., Sampson, D. (1999):** U-Pb geochronology, geochemistry, and provenance of the Grenvillian Huiznopala Gneiss of eastern Mexico. *Precambrian Research*, v.94(12), 73-99pp.
- Lehmann, C., Osleger, D.A., Montanez, I.P. (1998):** Controls on cyclostratigraphy of Lower Cretaceous carbonates and evaporites, Cupido and Coahuila platforms, northeastern Mexico: *Journal of Sedimentary Research*, v. 68, p. 1109-1130pp.
- Lehmann, C., Osleger, D.A., Montanez, I.P. (2000):** Sequence stratigraphy of Lower Cretaceous (Barremian-Albian) carbonate platforms of northeastern Mexico: Regional and global correlations: *Journal of Sedimentary Research*, v. 70, 373-391pp.
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., y Bateman, P., (2005):** Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press. 236pp.
- Lozano-Serna, J. (2010):** Análisis estructural y modelo de emplazamiento del intrusivo El Peñuelo, Concepción del Oro, Zacatecas, México. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, 139 pp.

- Lugo-Hubp, J. (1990):** El Relieve de la República Mexicana: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 9, 82-111pp.
- Lyons, J.I. (1988):** Volcanogenic iron oxide deposits, Cerro de Mercado and vicinity, Durango, Mexico: Economic Geology, v. 83, 1886- 1906pp.
- Maldonado-Reyes, J.A. (1979):** Estudio geológico de detalle en la zona del tajo Sol y Luna, municipio de Concepción del Oro, estado de Zacateca. Archivo técnico del COREMI (SIGMA-CRM, Ti 320111). 15pp
- Martínez-Ramos, A. (1986):** Estudio geológico-minero preliminar del área de El Pedregoso, municipio de Saltillo, Coahuila. Consejo de Recursos Minerales. Reporte interno, 13 pp.
- Martínez-Ramos, C. (1988):** Estudio geológico-minero regional del área de Matehuapil, municipios de El Salvador, Zacatecas y Saltillo, Coahuila. Consejo de Recursos Minerales. Reporte interno, 120 pp.
- Martínez-Vacio, P. (1973):** Levantamiento geoquímico regional de los alrededores del distrito Concepción del Oro, Zacatecas, Zona Oriente. Consejo de Recursos Naturales No Renovables. Reporte interno, 42 pp.
- McMillam, R.H. (1972):** Petrology, Geochemistry and wallrock alteration at Opemiska, a vein copper deposit crosscutting a layered Archean ultramafic-mafic sill. Tesis doctoral, University of Western Ontario. 208pp.
- Megaw, P.K.M., Ruiz, J., Titley, S.R. (1988):** High-temperature, carbonate-hosted Ag-Pb-Zn(Cu) deposits of northern Mexico: Economic Geology, v. 83, 1856-885 pp.
- Meinert, L.D. (1982):** Skarn, manto y breccia pipe formation in sedimentary rocks of the Cananea Mining District, Sonora, Mexico. Economic Geology, v.77, 919-949pp.
- Meinert, L.D. (1992):** Skarns and skarn deposits. Geoscience Canada 19:145–162 pp.
- Meinert, L.D., Lentz, D.R., Newberry, R.J. (eds) (2000):** A special issue devoted to skarn deposits. Economic Geology, v.95, 6pp.
- Meinert, L.D., Dipple, G.M., Nicolescu, S. (2005):** World skarn deposits. Economic Geology 100th Ann Vol, 299-336 pp.
- Melgarejo, J.C., Proenza, J.A., Galí, S., y Llovet, X. (2010):** Técnicas de caracterización mineral y su aplicación en exploración y explotación minera, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 62, (1), 1-23 pp.
- Meyer, C. y Hemley, J.J. (1967):** Wall Rock Alteration. En: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, Primera Edición, Hubert L. Barnes (ed.), Holt, Rinehart and Winston Inc. Publication, 166-235pp.
- Entwicklung eingepassiven Kontinental randes – Tesis Doctoral, Technische Hochschule Darmstadt, Darmstadt, Alemania. 247pp.
- Mixon, R.B., Murray, G. E., Díaz-González, T. (1959):** Age and Correlation of Huizachal Group (Mesozoic), State of Tamaulipas, México: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 23, 757-771 pp.
- Morán-Zenteno, D.J. (1994):** The geology of the Mexican republic: American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology, (39), 160 pp.
- Morgan, G.B., VI& London, D. (1989):** Experimental reactions of amphibolite with boron-bearing aqueous fluids at 200 MPa: implications for tourmaline stability and partial melting in mafic rocks. Contrib. Mineral. Petrol. V.102, 281-297pp.
- Mortensen, J.K., Hall, B.V., Bissig, T., Friedman, R.M., Danielson, T., Oliver, J., Rhys, D.A., Ross, K.V., and Gabites, J.E. (2008):** Age and paleotectonic setting of volcanogenic massive sulfide deposits in the Guerrero terrane of central Mexico: Constraints from U-Pb age and Pb isotope studies: Economic Geology, v. 103, 117-140 pp.
- Muir, J.M. (1936):** Geology of the Tampico Region, Mexico: AAPG Bulletin, 280pp.
- Mújica-Mondragón, M., Jacobo-Albarrán, J. (1983):** Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas del Altiplano Mexicano: México. Instituto Mexicano del Petróleo, Proyecto C-1156, Reporte Inédito.
- Nadoll, P., Mauk, J.L., Hayes, T.S., Koenig, A.E., Hofstra, A.H., Box, S.E. (2009):** Geochemistry of magnetite from hydrothermal ore deposits and their host rocks in the Proterozoic Belt Supergroup, USA. In: Williams et al. (eds) Smart science for exploration and mining, Proc 10th Biennial Meeting, Townsville, 129–131pp.
- Nadoll, P., Angerer, T., Mauck, J.L., French, D., Walshe, J. (2014):** The chemistry of hydrothermal magnetite: A review, Ore Geology Reviews. 60pp.
- Newberry, R.J. (1991):** Scheelite-bearing skarns in the Sierra Nevada region, California. Contrasts in zoning and mineral compositions and tests of the infiltration metasomatism theory. In Barto- Kyriakidis (ed) Skarns their genesis and metallogeny, Theophrastus Publ, Athens 343–384 pp.
- Nieto-Samaniego, Á. F., Ferrari, L., Alaniz-Álvarez, S. A., Labarthe-Hernández, G., Rosas-Elguera, J. (1999):** Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v.111. 347-363 pp.
- Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S. A., Camprubí, Í Cano, A. (2005):** La Mesa central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica. Boletín Sociedad Geológica Mexicana, v. 57, (3), 285-317 pp.
- Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Pinzon-Sotelo, M.P., Chávez-Cabello, G., Ramírez-Díaz, A., Martínez-Paco, M., Velasco-Tapia, F., Guerrero Suastegui, M., Barboza-Gudiño, J.R. (2016):** Propuesta nomenclatural y análisis de procedencia de la Formación Concepción del Oro (antes Formación Caracol): implicaciones sobre la evolución tectónica del sur de Norteamérica durante el Cretácico Tardío. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 33 (1), 3-33 pp.

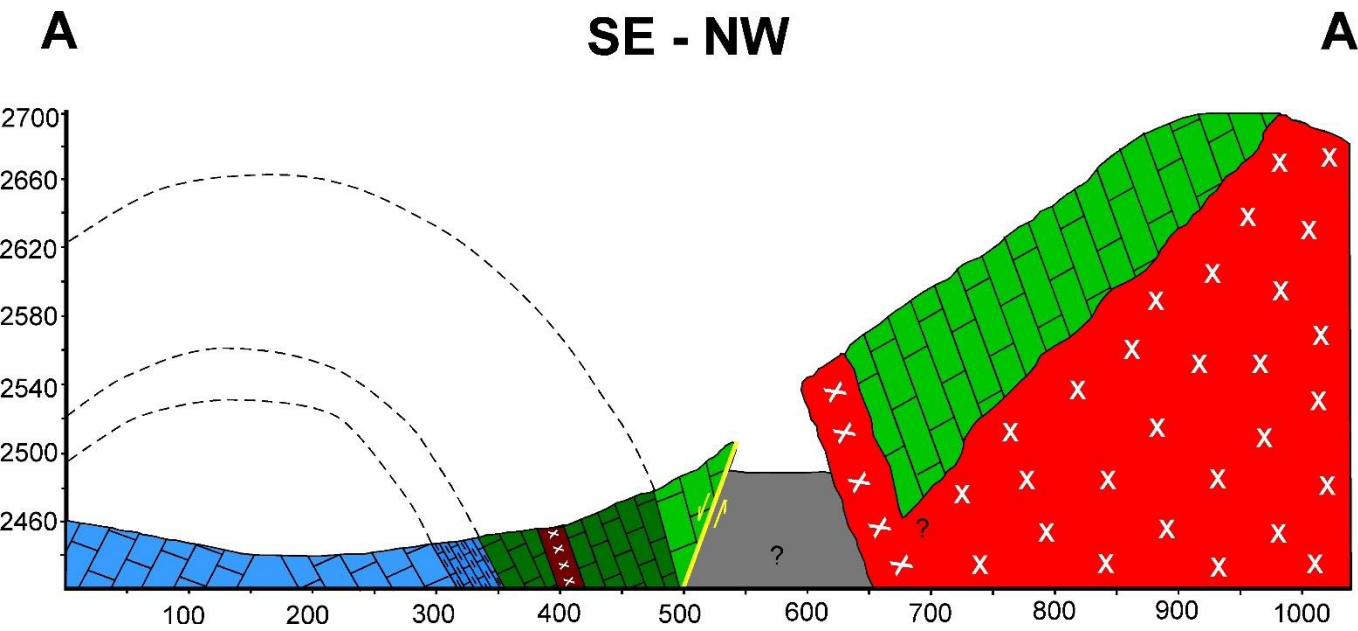
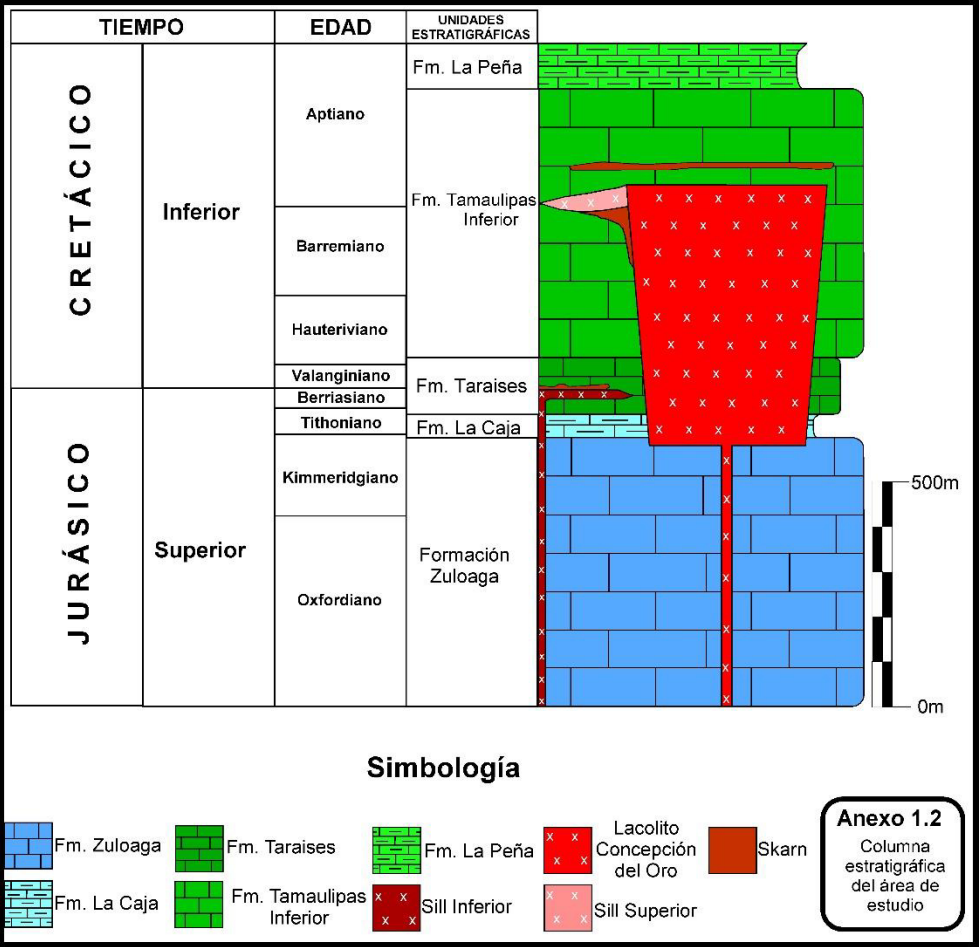
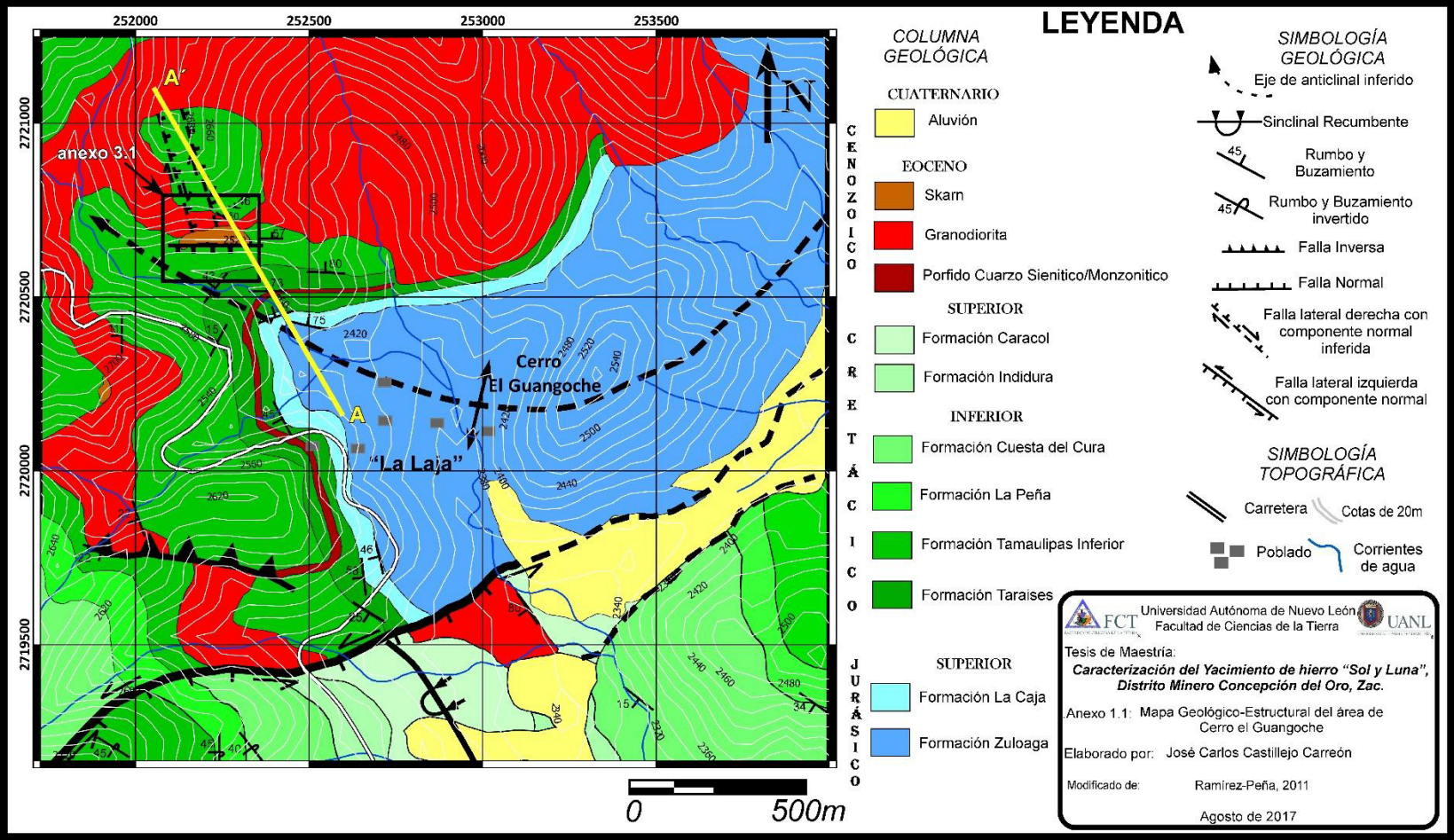
- Ochoa-Landín, L., Pérez-Segura, E., Del Río-Salas, R., Valencia-Moreno, M. (2011): Depósitos minerales de Sonora, México. Panorama de la geología de Sonora, México. Boletín 118, cap.9, 299-331pp.
- Ohmoto, H., Hart, S., Holland, H. (1966): Studies in the Providencia area, Mexico;[Part] 2, K-Ar and Rb-Sr ages of intrusive rocks and hydrothermal minerals. *Economic Geology*, 61(7), 1205 pp.
- Ortega-Gutiérrez, F. (1978): El Gneis Novillo y rocas metamórficas asociadas en los cañones del Novillo y de La Peregrina, área de Ciudad Victoria, Tamaulipas: Universidad Nacional Autónoma de México. Boletín del Instituto de Geología, v.2(1), 19-30pp.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E. (1995): Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology*, v.23(12), 1127-1130pp.
- Ortiz-Hernández, L.E., Escamilla-Casas, J.C., Flores-Castro, K., Ramírez-Cardona, M., Acevedo-Sandoval, O. (2006): Características geológicas y potencial metalogenético de los principales complejos ultramáficos máficos de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 57, 161-181 pp.
- Padilla y Sánchez, R. J. (1982): Geologic Evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo, and Monterrey, Mexico. Tesis doctoral. University of Texas at Austin, 217 pp.
- Padilla y Sánchez, R.J. (1986): Post Paleozoic tectonics of northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico: *Geofísica Internacional*, v. 25, 157-206 pp.
- Pearce, J., Harris, N., Tindle, A. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, v.25(4), 956-983pp.
- Pearce, J. (1996): Sources and settings of granitic rocks. *Episodes-News magazine of the International Union of Geological Sciences*, v.19(4), 120-125pp.
- PEMEX, Participantes: Patiño, J., Barrera, D., Clara, L., Román, J.R., Miranda, E., Hernández, U. (2013): Provincia Petrolera Cinturón Plegado de la Sierra Madre Oriental. 15pp.
- Philpotts, A.R. (1967): Origin of certain iron-titanium oxide and apatite rocks: *Economic Geology*, v.62, 303-315 pp.
- Pindell, J.L. (1985): Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and Proto Caribbean: *Tectonics*, v.4, 1-39 pp.
- Pindell, J.L. (1993): Regional synopsis of the Gulf of Mexico and Caribbean evolution, in: Pindell, J. L., and Perkins N. F., eds., *Mesozoic and early Cenozoic development of the Gulf of Mexico, Bahamas, and Proto Caribbean*. *Tectonics*, v. 4, 1-39 pp.
- Pirajno, F. (2009): *Hydrothermal processes and mineral systems*: Berlin-Heidelberg- New York, Springer, Geological Survey of Western Australia. 1250 pp.
- Pirajno, F. (2012): *Hydrothermal mineral deposits: principles and fundamental concepts for the exploration geologist*. Springer Science & Business Media. 1250pp.
- Pohl, W.L. (2011): *Economic Geology Principles and Practice: Metals, minerals, coal and hydrocarbons-Introduction to Formation and sustainable exploitation of mineral deposits*. Wiley-Blackwell. 655pp.
- Pons, M.J., Franchini, M., Mas, G., Ríos, F.J. (2009): Modelo genético de los skarns de Fe de Vegas Peladas, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v.64, 615-634pp.
- Prescott, B. (1926): The underlying principles of the limestone replacements of the Mexican Province: *Engineering & Mining Journal*, v. 122, 246-253, 289-296 pp.
- Raisz, E. (1959): *Landforms of Mexico scale ca. 1:3 000 000*: Cambridge, Massachusetts, U. S. Office of Naval Research, Geography Branch, 1 mapa.
- Raith, M.M., Raase, P., Reinhardt, J. (2012): *Guide to Thin Section Microscopy*. 2nd Edition, 127 pp.
- Ramdohr P. (1980): *The ore minerals and their intergrowths*. Pergamon, New York.
- Ramírez-Díaz, A. (2012): Estudio geológico-estructural del Anticlinal La Caja (área Bonanza-Providencia), Sierra Madre Oriental, NE de Zacatecas: Linares, Nuevo León, México, Universidad Autónoma de Nuevo León, tesis de maestría, 139 pp.
- Ramírez-Peña, C.F. (2011): Cartografía y análisis estructural del intrusivo Santa Rosa, Concepción del Oro Zacatecas, México. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL. 177Pp.
- Ramírez-Peña, C.F., Chávez-Cabello, G. (2017): Age and evolution of thin-skinned deformation in Zacatecas, Mexico: Sevier orogeny evidence in the Mexican Fold-Thrust Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, Elsevier. v. 76, 101-114pp.
- Robles-Andrade, P., Ochoa-Landín, L., Valencia-Moreno, M., Del Río-Salas, R. (2013): Caracterización geológica y mineralógica del skarn de hierro "El Garabato", Municipio de Suaqui Grande, Sonora. *Geomimet*, v.XL, 27pp.
- Robbins, C.R. y Yoder, H.S., Jr. (1962): Stability relations of dravite, a tourmaline. *Carnegie Inst. Wash. Yearbook* 61, 106-108pp.
- Roedder, E. (1984): Fluid inclusions. In: Ribbe, P.H. (Ed.), *Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy*, v. 12, 644pp.
- Rogers, C., De Cserna, Z., Tavera, E., Ulloa, S. (1956): General geology and phosphate deposits of Concepción del Oro district, Zacatecas, Mexico. *Geological Survey Bulletin: Document 1037-A*. Boulder, CO, U.S.A., 102 pp.

- Rogers, C., de Cserna, Z., Tavera-Amezcu, E., Vloten, R., Ojeda-Rivera, J. (1961):** Reconocimiento geológico y depósitos de fosfatos del norte de Zacatecas y áreas adyacentes en Coahuila. Boletín del Consejo de Recursos Naturales No Renovables, v.56,332-428pp.
- Rollinson, H. (1993):** Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific & Technical. Essex, U.K., 352 pp.
- Salvador, A., Green, A.R. (1980):** Opening of Caribbean Tethys (Origin and Development of the Caribbean and the Gulf of Mexico), in: Aubouin J., Debeltas, J., y Latreille, M., eds., Colloque C5- Geology of the Alpine Chains Born of the Tethys (26th International Geological Congress, Paris, 1980). Bureau de Recherches Géologiques et Minières Memoire, 115 pp.
- Salvador, A. (1991a):** The Gulf of Mexico basin: Boulder, Colorado, Geol. Soc. Am., Geology of North America, v. J 568 pp.
- Salvador, A. (1991b):** Origin and development of the Gulf of Mexico basin: in Salvador, A., ed., The Gulf of Mexico basin: Boulder, Colorado, Geol. Soc. Am., Geology of North America, v. J, 389- 444 pp.
- Sánchez-Lorda, M.E. (2013):** Avances en espectrometría de masas con fuente de plasma: análisis simultáneo de elementos mayores y trazas mediante Q-ICP-MS y análisis isotópicos de Sm-Nd mediante HR-MC-ICP-MS. Aplicación en estudios Geoquímicos. Tesis doctoral Universidad del País Vasco. 186pp.
- Schmidt, K. L., and Paterson, S. R. (2002):** A doubly vergent fan structure in the Peninsular Range batholith: transpression or local complex flow around a continental margin buttress?. Tectonics, v. 21, 141-149pp..
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R. C. (1993):** Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of México. Geological Society of America Special Paper v.278, 153 pp.
- SGM (2000):** Carta geológico-minera Concepción del Oro. G14-10. (Escala 1:250000). Zacatecas, Nuevo León, Coahuila y San Luis Potosí. Servicio Geológico Mexicano (antes Consejo de Recursos Minerales), Secretaría de Economía
- SGM (2004):** Carta geológica-minera Concepción del Oro G14-C62. (Escala 1:50000). Zacatecas- Coahuila. Servicio Geológico Mexicano (antes Consejo de Recursos Minerales), Secretaría de Economía.
- SGM (2005):** Carta geológico-minera El Salado G14-C74. (Escala 1:50000). Servicio Geológico Mexicano (antes Consejo de Recursos Minerales), Secretaría de Economía.
- SGM (2014):** Panorama Minero: Panorama minero del estado de Zacatecas 61 pp.
- SGM (2016):** Anuario estadístico de la Minería Mexicana, 2015, 545 pp.
- Silva-Romo, G. (1993):** Estudio de la Estratigrafía y Estructuras Tectónicas de la Sierra de Salinas, Estados de San Luis Potosí y Zacatecas [M.S. thesis]: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, México, 111 pp.
- Simmons, S.F., Chirstenson, B.W. (1994):** Origins of calcite in a boiling geothermal system. American Journal of Science, v.294, 361-400pp.
- Singer, D.A., Berger, V.I., Menzie, W.D., Berger, B.R. (2005):** Porphyry copper deposit density: Economic Geology, v. 100, 491–514pp.
- Smirnov, V.I. (1976):** Geology of mineral deposits. MIR, Moscow.
- Smith, I. C. (1981):** Review of the geologic setting, stratigraphy, and facies distribution of the Lower Cretaceous in northern Mexico, in C. I. Smith, ed., Lower Cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico: West Texas Geological Society Publication v.81 (74), 1–27pp.
- Solís-Vorrath, J., Maldonado-Reyes, J.A. (1979):** Síntesis de los estudios geológicos realizados en el proyecto Concepción del Oro, Zacatecas. Archivo técnico del COREMI. 117pp.
- Sosa-Valdés, R. (2011):** Geocronología U-Pb del Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, 117 pp
- Streckeisen, A. (1976):** To each plutonic rock its proper name. Earth-Science Reviews, v. 12(1), 1–33pp.
- Talantsev, A.S. (1979):** Gas-liquid inclusión isochores derived from cryometry and homogenization. Geochem. Intern. 58-85pp (Traducción a ingles del ruso original). Geokhimiya v.9, 1357-1366pp.
- Tarney, J., Jones, C. (1994):** Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models. Journal of the Geological Society, 151(5), 855–868pp.
- Thompson, A.J.B., Hauff, P.L., Robitaille, A.J. (1999):** Alteration mapping in exploration: application of short-wave infrared (SWIR) spectroscopy. Society of Economic Geologists Newsletter. V. 39, 16-27pp.
- Törnebohm A.E. (1875):** Geognostic beskrifning ofver Persbergets Grufvefält. Sverige Geol Undersökning, Norstedt and Sons, Stockholm.
- Triplett, W. (1952):** Geology of the silver-lead-zinc deposits of the Avalos-Providencia district of Mexico. Mining Engineering, 4, 583–593pp.
- Tritlla, J., Camprubí, A., Corona-Esquivel, R., Centeno, E. (2002):** Los Depósitos de tipo Oxido de Fe – (Cu-U-Au REE): Polemicas sobre su origen y posible existencia en territorio Mexicano. Vol. 5 (1-2), 3-4pp.
- Tritlla, J., Camprubí, A., Centeno, E., Corona-Esquivel, R., Iriondo, A., Sánchez-Martínez, S., Gasca-Durán, A., Cienfuegos-Alvarado, E., Morales-Puente, P. (2003):** Estructura y edad del depósito de Peña Colorada (Colima). Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v.20, 182-201pp.

- Valencia-Moreno, M., Ochoa-Landín, L., Noguez-Alcántara, B., Ruiz, J., Pérez-Segura, E. (2006):** Características de los depósitos de pórfido cuprífero en México y su situación en el contexto mundial: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 58, 1–26pp.
- Valencia-Moreno, M., Ochoa-Landín, L., Noguez-Alcántara, B., Ruiz, J., Pérez-Segura, E. (2007):** Geological and metallogenetic characteristics of the porphyry copper deposits of México and their situation in the world context: Geological Society of America Special Paper, v. 422, 433–458 pp.
- Van Allen, B.R. (1978):** Hydrothermal iron ore and related alterations in volcanic rocks of La Perla, Chihuahua, Mexico: University of Texas Austin, M.A. Thesis, 131 pp., inédita.
- Van Hinsberg, V.J., Henry, D.J., Marschall, H.R. (2011)** Tourmaline: An ideal indicator of its host environment. Journal of the Mineralogical association of Canada. V.49, 1-16pp.
- Velasco-Hernández, J. (1964):** Estudio geológico y geofísico de los yacimientos ferríferos de Hercules Coahuila. Consejo de Recursos Naturales No Renovables. Bol. 68.
- Velasco-Tapia, F. (2017):** Volcanic Ash-Beds of the Upper Cretaceous San Felipe Formation, Sierra Madre Oriental (Northeastern Mexico): Provenance and Petrogenesis based on conventional and statistical tools applied to geochemical data. Horizons in Earth Science Research. Nova Science Publishers, Inc. V.16, 67-99pp.
- Velasco-Tapia, F., González-Guzmán, R., Chávez-Cabello, G., Lozano-Serna, J., Valencia-Moreno, M. (2011):** Estudio petrográfico y geoquímico del Complejo Plutónico El Peñuelo (Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro), Noreste de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 63(2), 183 199pp.
- Velasco-Tapia, F. (2014):** Multivariate analysis, mass balance techniques, and statistical tests as tools in igneous petrology; application to the Sierra de las Cruces Volcanic Range (Mexican Volcanic Belt). The Scientific World Journal, 32pp.
- Villanova, C., Galí, S., Torró, L., Castillo, M., Campeny, M., Olimpo, A., Carles-Malgarejo, J.C. (2009):** Depósitos de Titanio en Nelsonitas en el Complejo Anortorítico de Cunene (Angola). Revista de la sociedad española de mineralogía, v.11, 201- 202pp.
- Wilkinson, J.J. (2001):** Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. Lithos, v.55, 229-272pp.
- Wilson, J. L., W. C. Ward, y J. Finneran, (1984):** A field guide to Upper Jurassic and Lower Cretaceous carbonate platform and basin systems, Monterrey-Saltito area, northeast Mexico: Gulf Coast Section, Society for Sedimentary Geology (SEPM), 76 pp.
- Wilson, M. (1989):** Igneous petrogenesis: A global tectonic approach. Chapman & Hall. London, U.K., 480 pp.
- Wilson, J.L. (1990):** Basement controls on Mesozoic carbonates facies in northeastern Mexico, a review. Contribuciones al Cretácico de México y América Central. Actas Facultad de ciencias de la Tierra, UANL, Linares, v. 4, 5-45 pp.
- Ye, H. (1997):** The arcuate Sierra Madre Oriental orogenic belt, NE Mexico: Tectonic infilling of a recess along the southwestern North American continental margin, in Soegaard, K., Giles, K., Vega, F.J., Lawton, T.F. (eds.), Structure, Stratigraphy, and Paleontology of Late Cretaceous-Early Tertiary Parras-La Posa foreland basin near Monterrey, Mexico: Dallas, Texas, U. S. A., Annual Meeting of the American Association of Petroleum Geologists Field Trip Guide (10), 85-115pp.
- Zarate, M. P. J., Aranda, G. M. (1982):** Estudio Estratigráfico - sedimentario del Jurásico Superior Prospecto Concepción del Oro (Etapa 1): PEMEX.
- Zhao, H., Xie, G., Wei, K., Ke, Y. (2012):** Mineral compositions and fluid evolution of the Tonglushan skarn Cu-Fe deposit, SHubei, east-central China. International Geology Review, v.54, 737-764pp.
- Zou, H. (2007):** Quantitative Geochemistry. Imperial College Press, London, UK, 304 pp.
- Zücher, L. (1994):** Paragenesis, elemental distribution and stable isotopes at the Peña Colorada iron skarn, Colima, México: University of Arizona, M.S. thesis, 54 pp., inédita.
- Zürcher L., Ruiz, J., y Barton, M.D. (2001):** Paragenesis, elemental distribution and stable isotopes at the Peña Colorada iron skarn, Colima, México. Economic Geology, v.96, 535-557pp.

ANEXOS

Anexo 1

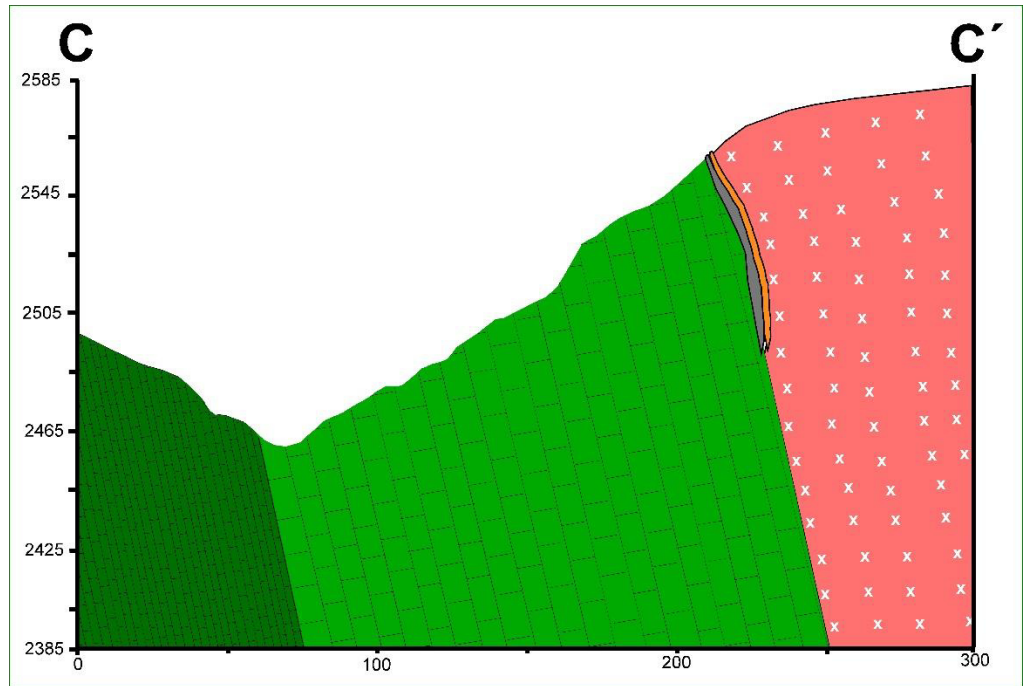
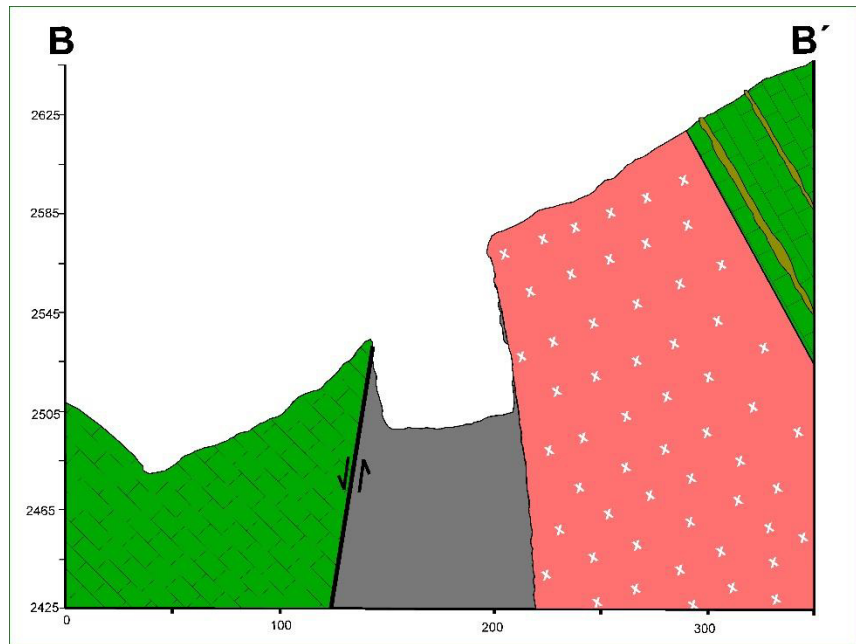
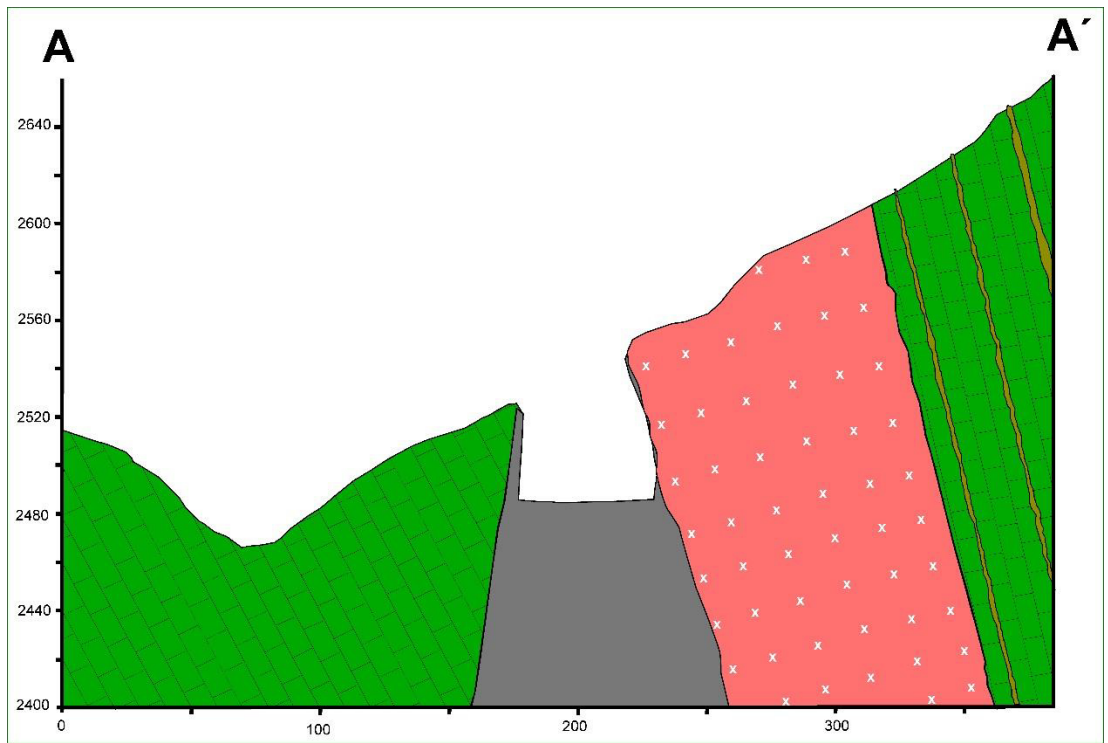
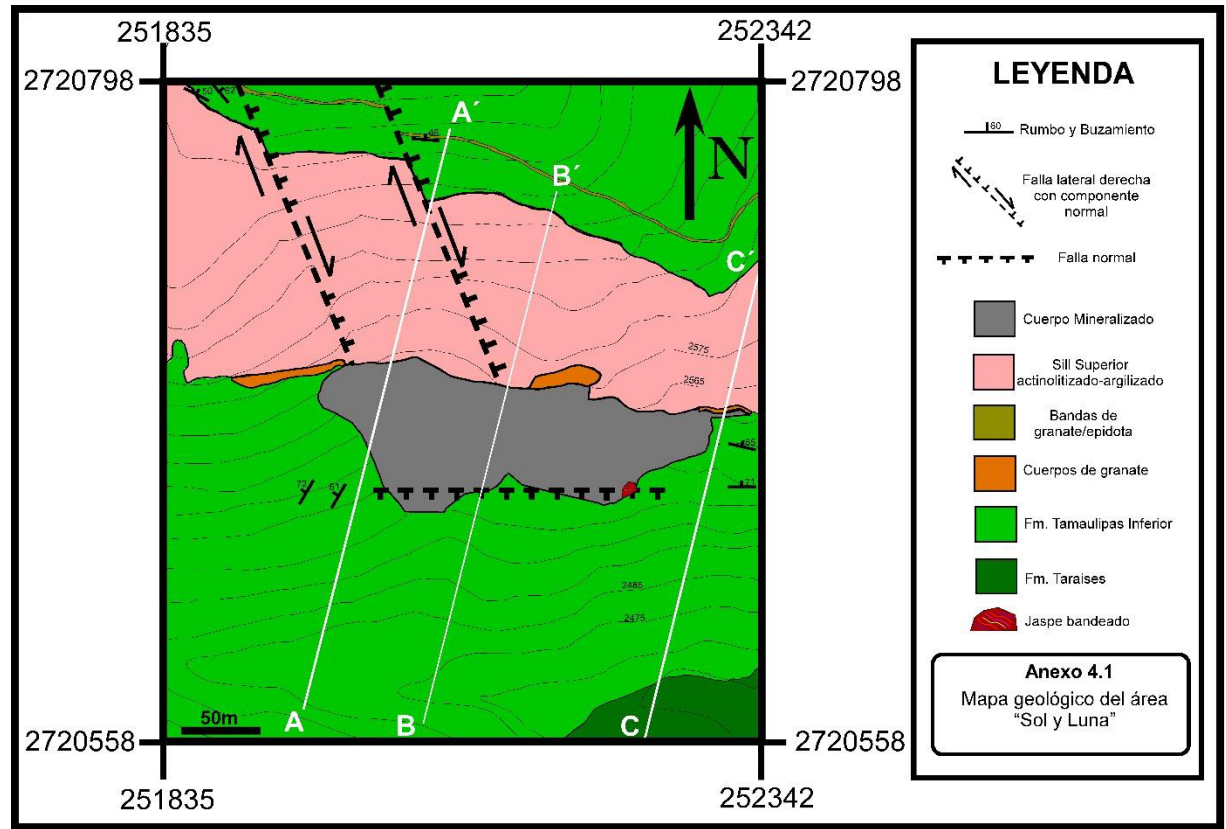


Anexo 2.- Se presenta el listado de muestras utilizadas para la realización de la presente tesis. Se marcan (*) los análisis utilizados en cada una de las muestras. Abreviaturas; **CM:** Cuerpo Mineralizado, **PCM:** Pórfido Cuarzomonzonítico, **S:** Skarn, **GA:** Granodiorita, **G:** Granito, **RC:** Relleno Carbonatado, **MV:** Mica Verde, **VV:** Veta Verde, **RS:** Relleno Secundario, **PCS:** Pórfido Cuarzosienítico, **P:** Petrografía, **SEM:** Microscopía electrónica, **MIF:** Microtermometría de Inclusiones Fluidas, **DRX:** Difracción de Rayos X, **SWIR:** Espectroscopia de Infrarrojo de Onda Cercana y **GRT:** Geoquímica de Roca Total.

| Lista de Muestras | | | | | Análisis | | | | | | |
|-------------------|-----------|------------|---------|-----------|----------|-----|------|-----|-----|------|-----|
| No. | Clave | Longitud | Latitud | Litología | P | SEM | EMPA | MIF | DRX | SWIR | GRT |
| 1 | SLT-28Qz | 14R0252145 | 2720688 | CM | * | | | * | | | |
| 2 | SLT-28Cc | 14R0252145 | 2720688 | CM | * | | | | | | |
| 3 | SLX | 14R0252151 | 2720690 | CM | * | | | * | | | |
| 4 | SLT-07 | 14R0252132 | 2720567 | CM | * | * | * | | | | |
| 5 | LUNA MENA | 14R0252170 | 2720648 | CM | * | * | * | | | | |
| 6 | LAMINA X | 14R0252182 | 2720657 | CM | * | * | * | | | | |
| 7 | CONCHA | 14R0252160 | 2720643 | CM | * | | | * | | | |
| 8 | SLE-01 | 14R0252271 | 2720640 | CM | * | * | * | | | | * |
| 9 | SLE-06 | 14R0252312 | 2720655 | CM | | | | | | | * |
| 10 | SLT-14 | 14R0252193 | 272089 | CM | | | | | | | * |
| 11 | SLT-15 | 14R0252196 | 2720678 | CM | | | | | | | * |
| 12 | SLT-21 | 14R0252249 | 2720637 | CM | | | | | | | * |
| 13 | SLT-26 | 14R0252162 | 2720656 | CM | | | | | | | * |
| 14 | SLT-30 | 14R0252219 | 2720622 | CM | | | | | | | * |
| 15 | SLI-01 | 14R0252246 | 2720816 | GA | * | | | | | | * |
| 16 | SLE-09 | 14R0252275 | 2720691 | PCM | * | | | | * | * | * |
| 17 | SLC-05 | 14R0251862 | 2720414 | PCM | | | | | * | * | |
| 18 | SLT-25 | 14R0252194 | 2720633 | PCM | | | | | | * | * |
| 19 | SLC-03 | 14R0251699 | 2720733 | G | | | | | | | * |
| 20 | SLS-01 | 14R0252373 | 2720486 | PCS | * | | | | | | * |
| 21 | SLC-06 | 14R0252354 | 2720058 | PCM | | | | | | | * |
| 22 | SLT-05 | 14R0252152 | 2720604 | S | * | * | * | * | | | |
| 23 | SLT-16 | 14R0252196 | 2720678 | S | * | * | * | | * | | |
| 24 | SLG | 14R0252247 | 2720469 | S | * | * | * | | * | | |
| 25 | SLE-08 | 14R0252312 | 2720655 | S | * | | | * | | | * |
| 26 | SLT-09 | 14R0252153 | 2720661 | VV | | | | | | * | * |
| 27 | MV | 14R0252193 | 272089 | MV | | | | | * | | |
| 28 | LUNA | 14R0252186 | 2720639 | RC | * | | | * | | | |
| 29 | CO-CC | 14R0252175 | 2720639 | RC | * | | | * | | | |
| 30 | Con-Qz | 14R0252222 | 2720650 | RS | * | | | * | | | |

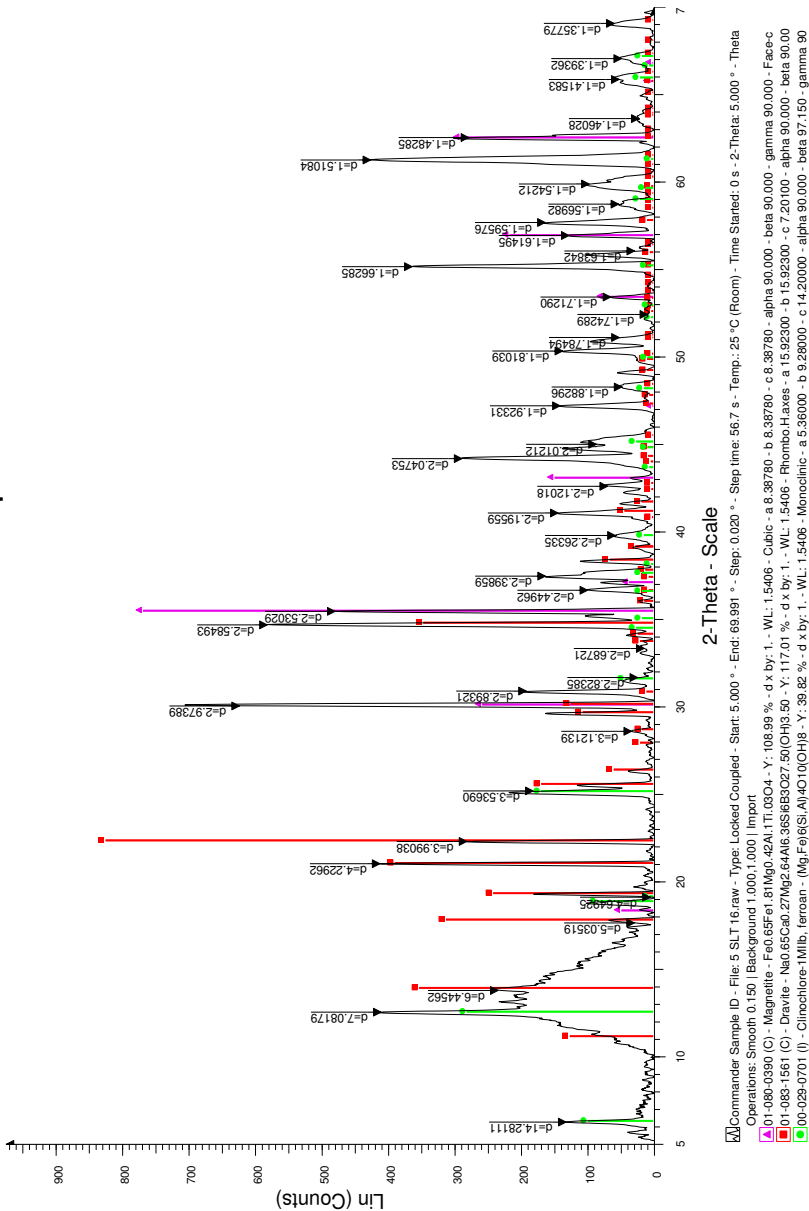
Anexo 3.- Tabla de composición química y norma CIPW para las rocas magmáticas de la localidad Sol y Luna, Mazapil, Zac.

| Muestra | SLI-01 | SLC-03 | SLE-09 | SLC-06 | SLS-01 | SLT-25 |
|---|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Tipo de Roca | GA | G | PCM | PCM | PCS | PCM |
| (a) Composición original (% en peso) | | | | | | |
| SiO ₂ | 62.58 | 67.81 | 66.67 | 67.02 | 66.01 | 64.51 |
| TiO ₂ | 0.66 | 0.44 | 0.43 | 0.44 | 0.42 | 0.49 |
| Al ₂ O ₃ | 16.04 | 16.16 | 16.41 | 16.32 | 15.8 | 17.45 |
| Fe ₂ O ₃ ^t | 5.01 | 1.99 | 2.41 | 1.91 | 4.54 | 0.69 |
| MnO | 0.08 | 0.04 | 0.02 | 0.03 | 0.11 | 0.02 |
| MgO | 2.05 | 0.53 | 0.92 | 0.76 | 1.09 | 0.40 |
| CaO | 4.62 | 0.8 | 2.67 | 1.02 | 2.61 | 1.38 |
| Na ₂ O | 3.65 | 6.41 | 5.87 | 5.80 | 4.29 | 7.82 |
| K ₂ O | 3.45 | 2.92 | 2.57 | 4.62 | 3.32 | 2.27 |
| P ₂ O ₅ | 0.32 | 0.20 | 0.20 | 0.20 | 0.20 | 0.23 |
| LOI | 0.80 | 2.10 | 1.40 | 1.40 | 1.10 | 3.00 |
| Total | 99.26 | 99.40 | 99.57 | 99.52 | 99.49 | 98.26 |
| (b) Composición ajustada (% en peso) | | | | | | |
| SiO ₂ | 63.783 | 69.790 | 68.028 | 68.396 | 67.305 | 67.754 |
| TiO ₂ | 0.673 | 0.453 | 0.439 | 0.449 | 0.428 | 0.515 |
| Al ₂ O ₃ | 16.348 | 16.632 | 16.744 | 16.655 | 16.110 | 18.327 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.584 | 0.636 | 0.763 | 0.605 | 1.436 | 0.225 |
| FeO | 3.169 | 1.271 | 1.526 | 1.210 | 2.873 | 0.450 |
| MnO | 0.082 | 0.041 | 0.020 | 0.031 | 0.112 | 0.021 |
| MgO | 2.089 | 0.545 | 0.939 | 0.776 | 1.111 | 0.420 |
| CaO | 4.709 | 0.823 | 2.724 | 1.041 | 2.661 | 1.449 |
| Na ₂ O | 3.720 | 6.597 | 5.990 | 5.919 | 4.374 | 8.213 |
| K ₂ O | 3.516 | 3.005 | 2.622 | 4.715 | 3.385 | 2.384 |
| P ₂ O ₅ | 0.326 | 0.206 | 0.204 | 0.204 | 0.204 | 0.242 |
| (c) Norma CIPW | | | | | | |
| Q | 15.587 | 17.405 | 16.058 | 12.638 | 20.490 | 7.810 |
| Or | 20.778 | 17.758 | 15.495 | 27.864 | 20.004 | 14.088 |
| Ab | 31.477 | 55.822 | 50.685 | 50.085 | 37.011 | 69.496 |
| An | 17.524 | 2.737 | 11.055 | 3.832 | 11.869 | 5.608 |
| C | - | 1.523 | - | 0.410 | 0.900 | 0.180 |
| Di | 3.030 | - | 0.918 | - | - | - |
| Hy | 7.272 | 2.493 | 3.375 | 2.971 | 6.357 | 1.046 |
| Mt | 2.296 | 0.922 | 1.106 | 0.877 | 2.082 | 0.026 |
| He | - | - | - | - | - | 0.207 |
| Il | 1.278 | 0.860 | 0.834 | 0.853 | 0.813 | 0.978 |
| Ap | 0.755 | 0.477 | 0.473 | 0.473 | 0.473 | 0.561 |
| Mg# | 54.024 | 43.322 | 52.310 | 53.340 | 40.804 | 62.458 |
| FeO ^t /MgO | 2.199 | 3.382 | 2.356 | 2.261 | 3.749 | 1.553 |

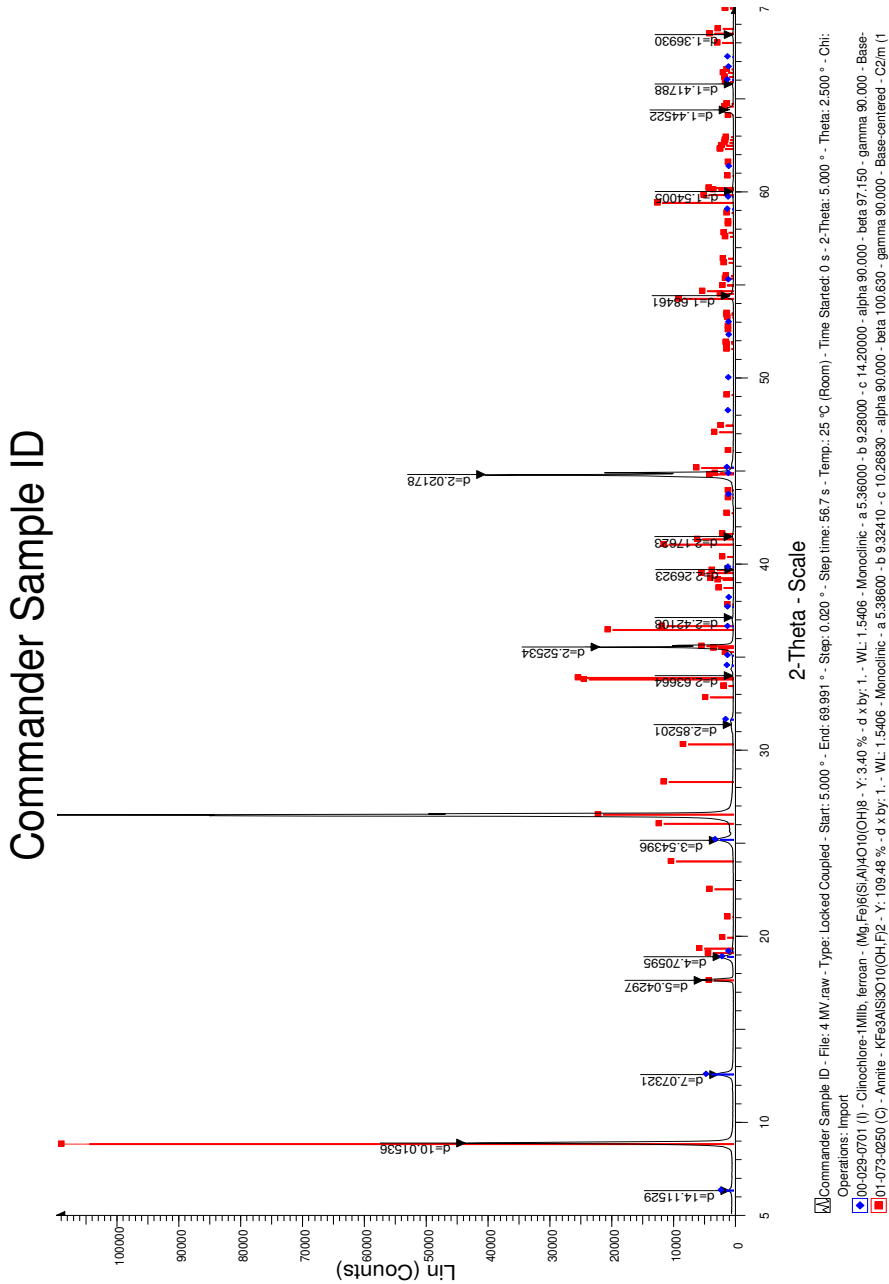


Anexo 4.- Mapa del área Sol y Luna (4.1) y se presentan tres perfiles A-A', B-B' y C-C'. Mapa y perfiles modificados de Maldonado-Reyes (1979).

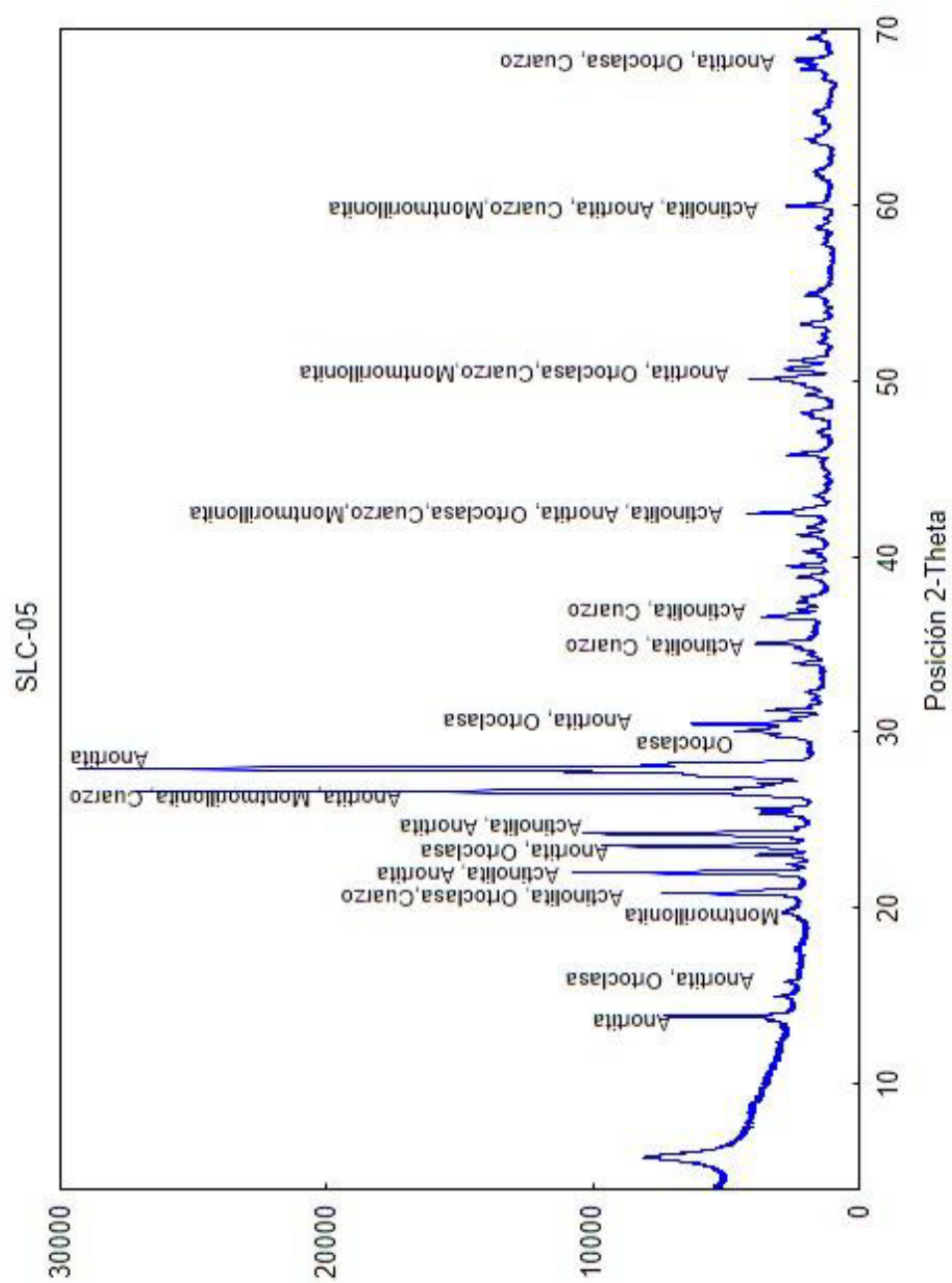
Commander Sample ID



Anexo 5.- Difractograma de la muestra SLT-16.



Anexo 6.- Difractograma de la muestra MV (mica verde).



Anexo 7.- Difractograma de la muestra SLC-05

Anexo 8.- Tabla de composición química puntual de óxidos de hierro (Mag: magnetita, Hem: hematita). Valores dados en % en peso.

| Muestra | SLE-01 | SLE-01 | SLE-01 | SLE-01 | SLE-01 | SLE-01 | SLE-01 | SLE-01 | SLE-01 | SLE-01 | SLE-01 | SLE-01 | SLE-01 | SLE-01 | SLE-01 | SLE-01 | SLE-01 | SLE-01 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Mineral | Mag | Mag | Mag | Mag | Hem | Hem | Mag | Hem | Mag | Mag | Mag | Mag | Mag | Mag | Hem | Mag | Mag | Mag |
| Punto | P1-1 | P1-2 | P1-3 | P1-4 | P1-6 | P1-8 | P1-13 | P2-3 | P2-6 | P2-7 | P2-8 | P2-9 | P3-1 | P3-5 | P3-1 | P3-1 | P3-1 | P3-5 |
| Cr ₂ O ₃ | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| MgO | 0.107 | 0.084 | 0.144 | 0.243 | 0.062 | 0.09 | 0.161 | 0.066 | 0.151 | 0.116 | .14 | 0.132 | .029 | 0.037 | .029 | .029 | .029 | 0.037 |
| TiO ₂ | - | - | .06 | - | - | - | 0.03 | - | - | - | 0.01 | - | 0.01 | 0.02 | - | 0.01 | - | 0.02 |
| SiO ₂ | .798 | .337 | .453 | 1.038 | 4.389 | 6.757 | 1.451 | 5.267 | 0.809 | 1.377 | 0.923 | 0.767 | 0.413 | 0.173 | 0.767 | 0.413 | 0.413 | 0.173 |
| CaO | .277 | .084 | .069 | .483 | .412 | .542 | 0.744 | 0.498 | 0.292 | 0.385 | 0.436 | 0.546 | 0.037 | 0.038 | 0.546 | 0.037 | 0.037 | 0.038 |
| Na ₂ O | - | - | .083 | .08 | .333 | .104 | 0.082 | 0.142 | 0.018 | 0.183 | 0.067 | 0.101 | - | - | 0.101 | - | - | - |
| V ₂ O ₃ | .022 | .02 | .019 | - | .048 | .05 | 0.006 | - | 0.015 | 0.027 | 0.003 | - | 0.012 | 0.012 | - | 0.012 | 0.012 | 0.012 |
| Al ₂ O ₃ | .866 | .204 | 4.417 | 2.256 | .417 | 1.462 | 2.092 | 0.897 | 0.639 | 3.19 | 1.164 | 2.468 | 0.221 | 0.324 | 2.468 | 0.221 | 0.221 | 0.324 |
| SO ₃ | .066 | .009 | .053 | .042 | .011 | - | 0.007 | - | 0.006 | 0.016 | 0.007 | 0.018 | - | - | 0.018 | - | - | - |
| ZnO | .05 | - | - | - | - | .08 | 0.041 | 0.19 | 0.021 | 0.055 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| CuO | .078 | .028 | .048 | .014 | 1.352 | 2.292 | - | 1.138 | 0.013 | 0.047 | - | 0.035 | 0.029 | 0.036 | 0.035 | 0.029 | 0.029 | 0.036 |
| NiO | - | - | - | - | .006 | .043 | - | - | - | 0.008 | 0.02 | 0.008 | 0.003 | .004 | 0.008 | 0.003 | 0.003 | .004 |
| CoO | .059 | .05 | .036 | .051 | .125 | .096 | 0.037 | 0.056 | 0.045 | 0.043 | 0.049 | 0.046 | 0.039 | 0.047 | 0.046 | 0.039 | 0.039 | 0.047 |
| FeO | 90.739 | 92.578 | 89.258 | 90.496 | 78.482 | 70.422 | 87.378 | 68.566 | 92.264 | 89.565 | 91.53 | 89.785 | 89.531 | 91.812 | 89.785 | 89.531 | 89.531 | 91.812 |
| MnO | .324 | .042 | .176 | .101 | .046 | 1.303 | 0.031 | 2.927 | - | 0.271 | 0.02 | 0.141 | 0.04 | 0.004 | 0.141 | 0.04 | 0.04 | 0.004 |
| Total | 93.326 | 93.436 | 94.816 | 94.804 | 85.692 | 83.241 | 92.06 | 80.341 | 94.273 | 95.283 | 94.369 | 94.047 | 90.364 | 92.507 | 94.047 | 90.364 | 90.364 | 92.507 |

Anexo 8.- Continuación

| Muestra | SLE-01 | SLE-01 | SLE-01 | SLE-01 | SLE-01 | SLE-01 | SLE-01 | SLE-01 | SLE-01 | SLE-01 | SLE-01 | SLT-07 | LX | LX | LX | LX | LX |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Mineral | Mag | Mag | Mag | Mag | Mag | Mag | Mag | Mag | Mag | Mag | Mag | Hem | Mag | Mag | Mag | Mag | Mag |
| Punto | P3-6 | PX-3 | PX-5 | PX-8 | PX-9 | PX-10 | PX-11 | PX-12 | PX-15 | P3-2 | P1a-1 | P1a-3 | P1a-4 | P1a-5 | P1a-5 | P1a-5 | P1a-5 |
| Cr ₂ O ₃ | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0.002 | - | - | - | - |
| MgO | 0.07 | 0.023 | 0.021 | 0.136 | 0.066 | 0.097 | 0.077 | .144 | 0.125 | 0.305 | 0.11 | 0.088 | 0.059 | 0.123 | 0.123 | 0.123 | 0.123 |
| TiO ₂ | 0.01 | 0.01 | 0.03 | 0.02 | 0.04 | 0.03 | 0.02 | .03 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | - | 0.03 | - | - | - | - |
| SiO ₂ | 0.437 | 0.2 | 0.144 | 2.136 | 0.475 | 0.573 | 0.33 | 1.155 | 1.093 | 13.233 | 0.099 | 0.275 | 0.235 | 0.682 | 0.682 | 0.682 | 0.682 |
| CaO | 0.12 | 0.038 | 0.202 | 0.274 | 0.101 | 0.169 | 0.06 | .064 | 0.238 | 9.229 | 0.008 | 0.094 | 0.136 | 0.401 | 0.401 | 0.401 | 0.401 |
| Na ₂ O | - | 0.011 | - | 0.123 | 0.064 | 0.106 | 0.046 | .11 | 0.135 | 2.527 | 0.032 | 0.068 | 0.079 | 0.05 | 0.05 | 0.05 | 0.05 |
| V ₂ O ₅ | 0.019 | 0.001 | - | 0.017 | 0.007 | - | - | .021 | 0.013 | 0.025 | - | - | 0.001 | 0.007 | 0.007 | 0.007 | 0.007 |
| Al ₂ O ₃ | 0.563 | 0.86 | 0.218 | 0.985 | 1.053 | 1.576 | 0.82 | 4.69 | 2.214 | 9.963 | 0.258 | 0.442 | 0.314 | 0.808 | 0.808 | 0.808 | 0.808 |
| SO ₃ | - | 0.025 | 0.002 | 0.031 | 0.033 | 0.003 | 0.004 | .01 | 0.048 | 0.168 | - | 0.002 | 0.008 | - | - | - | - |
| ZnO | 0.055 | - | - | - | 0.035 | - | - | .032 | 0.019 | 0.03 | 0.051 | 0.005 | - | - | - | - | - |
| CuO | 0.01 | 0.091 | 0.014 | 0.105 | 0.046 | 0.039 | 0.015 | - | 0.062 | - | - | - | 0.021 | - | - | - | - |
| NiO | - | - | 0.038 | - | - | - | - | .011 | 0.01 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| CoO | 0.041 | 0.051 | 0.047 | 0.056 | 0.041 | 0.061 | 0.043 | .029 | 0.051 | 0.032 | 0.072 | 0.053 | 0.04 | 0.047 | 0.047 | 0.047 | 0.047 |
| FeO | 91.796 | 91.402 | 92.109 | 87.075 | 91.689 | 92.359 | 90.761 | 88.453 | 87.509 | 62.628 | 95.502 | 94.836 | 95.044 | 93.975 | 93.975 | 93.975 | 93.975 |
| MnO | 0.064 | 0.16 | 0.011 | 0.531 | 0.182 | 0.125 | 0.063 | .034 | 0.381 | 0.293 | 0.218 | 0.042 | - | 0.006 | 0.006 | 0.006 | 0.006 |
| Total | 93.185 | 92.872 | 92.836 | 91.489 | 93.832 | 95.138 | 92.239 | 94.783 | 91.908 | 98.453 | 95.88 | 95.95 | 95.967 | 96.099 | 96.099 | 96.099 | 96.099 |

Anexo 8.- Continuación

| Muestra | LX | LX | LX | LX | LX | LM | LM | LM | LM | LM | LM | LM | LM | LM | LM | LM |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Mineral | Mag | Mag | Mag | Mag | Mag | Mag | Mag | Mag | Mag | Mag | Mag | Mag | Mag | Mag | Mag | Mag |
| Punto | P1-1 | P1-2 | P1-3 | Px-2 | Px-3 | P1 | P1 | P1 | P1 | P4 | P4 | P4 | P4 | P4 | P3b | P3b |
| Cr ₂ O ₃ | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| MgO | 0.128 | 0.12 | 0.158 | - | 0.006 | 0.032 | 0.123 | 0.016 | 0.015 | 0.057 | 0.061 | 0.193 | 0.142 | 0.142 | 0.176 | .176 |
| TiO ₂ | 0.02 | 0.03 | 0.03 | - | - | - | - | 0.004 | - | - | - | 0.052 | 0.035 | 0.035 | .031 | .031 |
| SiO ₂ | 0.104 | 0.238 | 0.177 | 0.564 | 0.594 | 0.081 | 0.341 | 0.152 | 0.085 | 0.142 | 0.034 | 0.388 | 0.76 | 0.76 | .416 | .416 |
| CaO | 0.01 | 0.071 | 0.008 | 0.15 | - | 0.161 | 0.125 | 0.127 | 0.002 | 0.042 | - | 0.239 | 0.081 | 0.081 | .209 | .209 |
| Na ₂ O | 0.007 | 0.029 | 0.043 | 0.2 | 0.032 | 0.228 | 0.134 | 0.035 | 0.116 | 0.056 | 0.028 | 0.081 | 0.102 | 0.102 | .053 | .053 |
| V ₂ O ₃ | - | 0.007 | 0.009 | 0.003 | 0.017 | 0.011 | - | 0.004 | 0.011 | - | 0.003 | 0.017 | 0.013 | 0.013 | .006 | .006 |
| Al ₂ O ₃ | 0.241 | 0.443 | 0.322 | 0.577 | 0.698 | 0.032 | 3.303 | 0.407 | 0.186 | 0.416 | 0.331 | 0.744 | 0.596 | 0.596 | .517 | .517 |
| SO ₃ | 0.012 | 0.018 | - | 0.003 | 0.001 | 0.012 | 0.01 | 0.007 | 0.016 | - | 0.018 | - | - | - | .008 | .008 |
| ZnO | - | 0.062 | 0.003 | - | - | 0.018 | 0.001 | - | - | 0.002 | - | - | 0.008 | 0.008 | - | - |
| CuO | - | 0.002 | - | - | - | 0.009 | - | - | 0.006 | 0.017 | - | 0.003 | - | - | .023 | .023 |
| NiO | - | - | - | - | 0.025 | - | 0.014 | 0.03 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| CoO | 0.042 | 0.055 | 0.063 | 0.045 | 0.049 | 0.045 | 0.053 | 0.052 | 0.057 | 0.051 | 0.046 | 0.042 | 0.048 | 0.048 | .063 | .063 |
| FeO | 95.615 | 95.364 | 95.249 | 91.382 | 91.266 | 96.708 | 94.101 | 96.066 | 98.655 | 97.985 | 98.595 | 101.897 | 103.179 | 103.179 | 100.773 | 100.773 |
| MnO | 0.255 | 0.015 | 0.187 | 0.017 | 0.014 | 0.049 | 0.058 | 0.067 | 0.005 | 0.011 | 0.101 | 0.111 | 0.087 | 0.087 | .056 | .056 |
| Total | 96.434 | 96.454 | 96.249 | 92.941 | 92.702 | 97.674 | 98.263 | 96.967 | 99.154 | 98.779 | 99.217 | 103.767 | 105.051 | 105.051 | 102.331 | 102.331 |

Anexo 9.- Composición química y formulas estructurales de granates de la etapa progradada para las muestras **(A)** SLT-05, **(B)** SLT-07 y **(C)** SLG. Análisis de microsonda electrónica. Apfu: átomos por fórmula unidad.

(A)

| Muestra Punto | SLT-05 4 | SLT-05 5 | SLT-05 6 | SLT-05 7 | SLT-05 8 | SLT-05 9 |
|--------------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| wt.% | | | | | | |
| SiO ₂ | 36.66 | 36.45 | 37.00 | 36.46 | 36.19 | 36.23 |
| TiO ₂ | - | - | - | - | - | - |
| Al ₂ O ₃ | 6.57 | 6.54 | 7.28 | 7.89 | 8.00 | 6.80 |
| Cr ₂ O ₃ | - | - | - | - | - | - |
| FeO | 22.95 | 22.57 | 21.99 | 21.87 | 20.96 | 22.66 |
| MnO | 0.06 | 0.08 | 0.03 | 0.32 | 0.332 | 0.19 |
| MgO | 0.05 | 0.07 | 0.08 | 0.05 | 0.08 | 0.09 |
| NiO | - | - | - | - | - | - |
| CaO | 32.98 | 33.00 | 32.90 | 33.11 | 33.48 | 32.86 |
| Na ₂ O | - | - | - | - | - | - |
| K ₂ O | - | - | - | - | - | - |
| Total | 99.26 | 98.71 | 99.48 | 99.70 | 99.02 | 98.83 |
| Apfu | | | | | | |
| Si | 5.992 | 5.917 | 5.948 | 5.841 | 5.825 | 5.873 |
| Al ⁴ | 0.078 | 0.083 | 0.052 | 0.159 | 0.175 | 0.127 |
| Al ⁶ | 1.172 | 1.168 | 1.327 | 1.330 | 1.343 | 1.173 |
| Ti | - | - | - | - | - | - |
| Cr | - | - | - | - | - | - |
| Fe ³ | 2.907 | 2.916 | 2.725 | 2.829 | 2.832 | 2.954 |
| Mg | 0.012 | 0.016 | 0.019 | 0.013 | 0.019 | 0.021 |
| Fe ² | 0.194 | 0.147 | 0.231 | 0.101 | -0.011 | 0.118 |
| Mn | 0.008 | 0.011 | 0.031 | 0.043 | 0.044 | 0.026 |
| Ni | - | - | - | - | - | - |
| Ca | 5.707 | 5.740 | 5.667 | 5.683 | 5.774 | 5.708 |
| Na | 0.001 | 0.001 | - | - | - | - |
| K | - | - | - | - | - | - |
| Suma | 16.000 | 16.000 | 16.000 | 16.000 | 16.000 | 16.000 |

(B)

| Muestra Punto | SLT-07 P3-3 | SLT-07 P3-4 | SLT-07 P3-5 | SLT-07 P1 | SLT-07 P2 | SLT-07 P3 |
|--------------------------------|----------------|----------------|----------------|--------------|--------------|--------------|
| wt.% | | | | | | |
| SiO ₂ | 35.43 | 36.12 | 36.42 | 35.78 | 35.00 | 36.00 |
| TiO ₂ | 0.19 | - | - | - | - | - |
| Al ₂ O ₃ | 3.47 | 3.56 | 3.48 | 3.59 | 3.56 | 3.65 |
| Cr ₂ O ₃ | - | - | - | - | - | - |
| FeO | 24.84 | 24.58 | 24.42 | 25.66 | 25.99 | 25.02 |
| MnO | 0.96 | 0.69 | 0.72 | 0.88 | 0.69 | 0.78 |
| MgO | 0.14 | 0.19 | 0.18 | 0.20 | 0.28 | 0.13 |
| NiO | - | - | - | - | - | - |
| CaO | 32.97 | 33.54 | 33.49 | 33.01 | 33.23 | 33.37 |
| Na ₂ O | - | - | - | - | - | - |
| K ₂ O | - | - | - | - | - | - |
| Total | 98.00 | 98.67 | 98.71 | 99.11 | 98.75 | 98.95 |
| Apfu | | | | | | |
| Si | 5.858 | 5.917 | 5.964 | 5.848 | 5.742 | 5.888 |
| Al ⁴ | 0.142 | 0.083 | 0.036 | 0.152 | 0.258 | 0.112 |
| Al ⁶ | 0.535 | 0.604 | 0.635 | 0.540 | 0.430 | 0.591 |
| Ti | 0.024 | - | - | - | - | - |
| Cr | - | - | - | - | - | - |
| Fe ³ | 3.560 | 3.479 | 3.401 | 3.612 | 3.828 | 3.522 |
| Mg | 0.034 | 0.046 | 0.044 | 0.048 | 0.067 | 0.031 |
| Fe ² | -0.126 | -0.113 | -0.057 | -0.104 | -0.262 | -0.100 |
| Mn | 0.134 | 0.096 | 0.100 | 0.122 | 0.096 | 0.108 |
| Ni | - | - | - | - | - | - |
| Ca | 5.840 | 5.887 | 5.877 | 5.781 | 5.841 | 5.847 |
| Na | - | - | - | - | - | 0.001 |
| K | - | - | - | - | - | - |
| Suma | 16.000 | 16.000 | 16.000 | 16.000 | 16.000 | 16.000 |

(C)

| Muestra Punto | SLG P1 | SLG P2 | SLG P3 | SLG P4 | SLG P5 |
|--------------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| wt.% | | | | | |
| SiO ₂ | 37.93 | 37.01 | 39.77 | 38.32 | 36.80 |
| TiO ₂ | - | - | - | - | - |
| Al ₂ O ₃ | 18.69 | 17.39 | 19.75 | 19.88 | 23.99 |
| Cr ₂ O ₃ | - | - | - | - | - |
| FeO | 8.30 | 10.61 | 6.41 | 7.40 | 5.90 |
| MnO | 0.01 | 0.01 | - | 0.01 | 0.07 |
| MgO | 0.01 | 0.01 | 0.18 | - | 0.01 |
| NiO | - | - | - | - | - |
| CaO | 35.09 | 34.05 | 34.85 | 35.65 | 32.11 |
| Na ₂ O | 0.07 | - | - | - | 0.01 |
| K ₂ O | - | - | - | - | - |
| Total | 100.08 | 99.08 | 100.95 | 101.26 | 98.89 |
| Apfu | | | | | |
| Si | 5.799 | 5.756 | 6.002 | 5.776 | 5.635 |
| Al ⁴ | 0.201 | 0.244 | - | 0.224 | 0.365 |
| Al ⁶ | 3.168 | 2.943 | 3.512 | 3.308 | 3.964 |
| Ti | - | - | - | - | - |
| Cr | - | - | - | - | - |
| Fe ³ | 1.052 | 1.302 | 0.484 | 0.917 | 0.404 |
| Mg | 0.002 | 0.002 | 0.041 | 0.001 | 0.002 |
| Fe ² | 0.009 | 0.078 | 0.325 | 0.016 | 0.352 |
| Mn | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.009 |
| Ni | - | - | - | - | - |
| Ca | 5.749 | 5.674 | 5.636 | 5.758 | 5.268 |
| Na | 0.019 | 0.001 | - | - | 0.002 |
| K | - | - | - | - | - |
| Suma | 16.000 | 16.000 | 16.000 | 16.000 | 16.000 |

Anexo 10.- Se muestra la composición geoquímica para muestras del cuerpo mineralizado (CM) y la veta verdosa (VV).

| Muestra | SLE-01 | SLE-06 | SLT-14 | SLT-15 | SLT-21 | SLT-26 | SLT-30 | SLT-07 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Litología | CM | CM | CM | CM | CM | CM | CM | VV |
| wt. % | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 8.42 | 6.53 | 7.78 | 6.90 | 7.86 | 4.17 | 7.41 | 37.98 |
| TiO ₂ | 0.06 | 0.03 | 0.05 | 0.07 | 0.04 | 0.03 | 0.06 | 0.17 |
| Al ₂ O ₃ | 1.80 | 0.84 | 1.12 | 1.51 | 2.21 | 2.02 | 1.32 | 2.14 |
| FeO | 61.57 | 91.64 | 85.53 | 87.02 | 85.09 | 84.94 | 87.11 | 3.99 |
| MnO | 0.62 | 0.09 | 0.20 | 0.05 | 0.06 | 0.19 | 0.11 | 0.20 |
| MgO | 0.27 | 0.25 | 1.45 | 1.92 | 0.20 | 1.20 | 1.62 | 15.17 |
| CaO | 15.29 | 0.74 | 0.78 | 0.90 | 0.63 | 4.85 | 0.90 | 19.89 |
| Na ₂ O | 0.03 | 0.07 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.05 | 0.03 | 0.02 |
| K ₂ O | 0.57 | 0.06 | 0.36 | 0.74 | 0.52 | 0.34 | 0.57 | 0.50 |
| P ₂ O ₅ | 0.22 | - | 0.11 | 0.30 | 0.22 | 0.05 | 0.06 | 0.42 |
| PPI | 11 | 0.3 | 1.6 | 0.1 | 2.9 | 1.8 | 0.1 | 18.8 |
| Total | | | | | | | | |
| Trazas | | | | | | | | |
| Sc | 2 | - | 2 | 1 | 2 | 0 | 2 | 7 |
| V | 22 | - | - | 10 | 22 | - | - | 23 |
| Cr | - | - | 13 | 20 | - | - | - | 20 |
| Co | 58 | 25 | 215 | 402 | 83 | 84 | 157 | 79 |
| Ni | 6 | 8 | 12 | 15 | 9 | 10 | 8 | 6 |
| Zn | 26 | 66 | 123 | 73 | 49 | 83 | 51 | 292 |
| Ga | 7 | 13 | 6 | 6 | 8 | 8 | 6 | 3 |
| Rb | 46 | 2 | 46 | 93 | 47 | 35 | 68 | 80 |
| Sr | 41 | 25 | 12 | 7 | 16 | 27 | 11 | 86 |
| Y | 4 | 6 | 0 | 1 | 2 | 1 | 2 | 5 |
| Zr | 16 | 7 | 13 | 27 | 11 | 7 | 18 | 61 |
| Nb | 1.2 | - | 0.6 | 0.6 | 1.1 | 0.2 | 1.5 | 1.8 |
| Ba | 58 | 24 | 23 | 50 | 12 | 14 | 33 | 15 |
| Hf | 0.4 | 0.2 | 0.4 | 0.9 | 0.4 | 0.2 | 0.4 | 1.7 |
| Ta | - | - | - | - | - | - | 0.2 | 0.2 |
| Pb | 2 | 4 | 3 | 4 | 3 | 4 | 2 | 195 |
| Th | 3.8 | 0.8 | 1 | 1.7 | 2.2 | 1.3 | 1.4 | 10.8 |
| U | 3.4 | 3.6 | 1.7 | 3.3 | 1.9 | 1.9 | 2 | 5.3 |
| Cs | 4.2 | 1.1 | 4.7 | 8.2 | 4 | 2.3 | 5.6 | 7.2 |
| La | 340.6 | 10.7 | 7.2 | 2.1 | 26.5 | 5.1 | 9 | 387.2 |
| Ce | 352.5 | 5.7 | 7 | 6 | 29 | 7.7 | 13.5 | 277.6 |
| Nd | 61.8 | 6 | 1.8 | 4.2 | 7.2 | 3 | 5 | 219.6 |
| Sm | 3.47 | 0.96 | 0.19 | 0.42 | 0.58 | 0.3 | 0.62 | 11.68 |
| Eu | 0.6 | 0.28 | 0.04 | 0.05 | 0.15 | 0.07 | 0.16 | 2.17 |
| Gd | 3.93 | 1.02 | 0.12 | 0.26 | 0.44 | 0.22 | 0.44 | 11.3 |
| Tb | 0.15 | 0.13 | - | 0.02 | 0.06 | 0.02 | 0.07 | 0.44 |
| Dy | 0.61 | 0.79 | 0.06 | 0.16 | 0.35 | 0.18 | 0.38 | 0.98 |
| Ho | 0.11 | 0.15 | - | 0.03 | 0.06 | 0.03 | 0.09 | 0.12 |